TSCHERMAKS MINERALOGISCHE UND PETROGRAPHISCHE MITTEILUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

F. MACHATSCHKI UND H. LEITMEIER
WIEN WIEN

DRITTE FOLGE
BAND I
MIT 99 TEXTABBILDUNGEN

WIEN
SPRINGER-VERLAG
1950

Min. petr. Mitt.

Inhaltsverzeichnis.

1. Heft.

(Ausgegeben im Juni 1948.)

Seite

Zemann, J., Formel und Strukturtyp des Pharmakosiderits 1

Paulitsch, P., Zwei Hornblenden aus Metabasiten der Hochalm-Ankogelgruppe 14

Machatschki, F., Welche Schlüsse sind aus der Existenz von Berylliumorthiten auf die Struktur der Epidote zu ziehen? 19

Kofler, A., Über den Kristallisationsverlauf in unterkühlten Schmelzen organischer Stoffgemische 24

Tertsch, H., Verwertungsmöglichkeiten des Schwingungsnetzes optisch zweiachsiger Kristalle bei orthoskopischen Untersuchungen 35

Köhler, A., Erscheinungen an Feldspaten in ihrer Bedeutung für die Klärung der Gesteinsgenesis 51

Kopetzky, Inge, Chromhaltiger Chlorit (»Kämmererit«) von Kraubath . . . 68

Köhler, A., Max Haitinger zum Gedächtnis 71

Literatur: Neue Bücher 73

Personalnachrichten 74

Mitteilungen der Wiener Mineralogischen Gesellschaft 75

2. Heft.

(Ausgegeben im November 1948.)

Haberlandt, H., Dem Andenken Emil Dittlers 101

Hauser, A., Gibt es ein Rannachkonglomerat? 107

Haberlandt, H., Über die gesetzmäßige Differentiation von Spurenelementen in Mineralien 134

Heritsch, H., Über Artinit von Kraubath (Steiermark) 150

Köhler, A., Zur Entstehung der Granite der Südböhmischen Masse . . . 175

Zirkl, E. J., Epsomitkristalle aus dem Hallstätter Salzlager 185

Cornelius, H. P., Kristallisationsschieferung oder Abbildungskristalloblastese? 188

Literatur: Neue Bücher 191

Nachrichten 196

3. Heft.

(Ausgegeben im Juni 1949.)

Seite

Exner, Ch., Tektonik, Feldspatausbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern 197

Paulitsch, P., Röntgenographische Unterscheidung von positiven und negativen Pyritformen 285

Kaaden, G. van der, Die Zwillingsoptik der Bavenoer- und Manebacher-Zwillinge von hoch- und tieftemperierten Plagioklasen 295

Heritsch, H., Röntgenuntersuchungen an Kleinit 300

Literatur: Neue Bücher 313

4. Heft.

(Ausgegeben im März 1950.)

Abhandlungen:

Granigg, B., Gesteinsbildende Vorgänge im technischen Alltag 317

Schroll, E., Wulfenite von Nassereith/Dirstentritt (Tirol) und Bleiberg (Kärnten) 325

Kokkoros, P., Ktenasit, ein Zink-Kupfersulfat aus Lavrion (Griechenland) . 342

Köhler, A., Bemerkungen über Plagioklaszwillinge nach (130) und (111) sowie über die Banater Verwachsung 347

Sedlacek, M., Mineralogische Notizen aus dem niederösterr. Waldviertel, I. . 353

Zemann, J., Beiträge zur Kristallchemie des Wismuts 361

Hedlik, A., Über Formel und Struktur des Mercurooxychlorides Eglestonit . 378

Leitmeier, H., Über die Entstehung der Kluftmineralien in den Hohen Tauern 390

Kleine Mitteilungen:

Kofler. A., Über die experimentelle Bestimmung der Sättigungskurven in unterkühlten binären Gemischen 414

Zemann, J., »Brunckit« — kryptokristalline Zinkblende 417

Hedlik, A., Zur Kenntnis von Pandermit und Colemanit 419

Zemann, J., Monazit aus dem Kamptal (Niederösterreich) 421

Zirkl, A. J., Pyrit und Markasit von der Seegrotte in der Vorderbrühl (Mödling bei Wien) 422

Machatschki, F., Kristallchemische Notizen 424

Tertsch, H., Das trigonale Kristallsystem, ein Struktur- und Formproblem . 427

Seidl, F., Über das seignetteelektrische Verhalten von RbH_2PO_4 und CsH_2PO_4 432

Literatur: Neue Bücher 436

Nachrichten 440

Namenverzeichnis.

(B) = Buchbesprechung, (M) = Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft.

Berman, H. †, 193 (B).
Biltz, H., 193 (B).
Biltz, W., 193 (B).
Bourcart, J., 440 (B).
Burckhardt, J. J., 195 (B).

Cornelius, H. P., 188.
Cuming, A. Ch., 192 (B).

Eckermann, H. v., 439 (B).
Exner, Ch., 82 (M), 197.

Frondel, Cl., 193 (B).

Granigg, B., 317.
Guthrie, F. C., 192 (B).

Haberlandt, H., 92 (M), 101, 134.
Hauser, A., 107.
Hedlik, Anna, 378, 419.
Heritsch, H., 150, 300.
Hermann, F., 438 (B).

Kaaden, G. van der, 295.
Kay, S. A., 192 (B).
Kofler, Adele, 24, 414.
Köhler, A., 51, 71, 175, 347.
Kokkoros, P., 342.
Kopetzky, Inge, 68.
Kröger, F. A., 438 (B).
Kubiëna, W. L., 439 (B).

Leitmeier, H., 79 (M) 390.

Machatschki, F., 19, 76 (M), 78 (M), 88 (M), 89 (M), 314 (B), 424.
Murdoch, J., 439 (B).

Nance, J. T., 192 (B).
Nieuwenkamp, W., 437 (B).
Niggli, P., 313 (B), 436 (B).

Palache, Ch., 193 (B).
Partington, J. R., 73 (B).
Paulitsch, P., 14, 285.
Pregl, F. †, 73 (B).
Phillips, F. C., 191 (B).

Quervain, F. de, 192 (B).

Roth, H., 73 (B).

Sander, B., 436 (B).
Schroll, E., 325.
Sedlacek, M., 353.
Seidl, Franziska, 432.
Strunz, H., 436 (B).

Tertsch, H., 35, 191 (B), 315 (B), 427.

Webb, R. W., 439 (B).

Zemann, J., 1, 81 (M), 361, 417, 421.
Zirkl, E. J., 185, 422.

Aus dem Mineralogischen Institut der Universität Wien.

Formel und Strukturtyp des Pharmakosiderits.

Von

J. Zemann.

Mit 3 Textabbildungen.

(Eingelangt am 6. Dezember 1946.)

Einleitung.

Von den zahlreichen natürlichen Eisenphosphaten und -arseniaten ist der Pharmakosiderit die einzige kubische Verbindung.

Die meist grünen, aber auch gelblichen und bisweilen fast farblosen Kristalle sind überwiegend von würfeligem Habitus mit häufig diagonal gestreiftem Hexaeder. Das Tetraeder tritt zurück oder fehlt ganz; andere Formen sind seltener und treten nur in Kombination mit Würfel und Tetraeder auf. Makrokristallographisch gehört der Pharmakosiderit der hexakistetraedrischen Symmetrieklasse (T_d) an.

Dünnschliffe des Minerals zeigen in der Regel anomale Doppelbrechung und Sektorenteilung. Mit der optischen Orientierung der Sektoren und ihrem Verhalten bei Temperaturänderung haben sich vor allem *H. Brauns* (1) und *F. Heide* (2) beschäftigt. Letzterer führt die optischen Anomalien auf den teilweisen Ersatz des Arsens durch Phosphor in den natürlichen Pharmakosideriten zurück. Achsenwinkel und optischer Charakter der Sektoren werden wechselnd angegeben. Die Doppelbrechung ist gering; $n_{Na} = 1{\cdot}704 \pm 0{\cdot}003$ für einen grünlichen Kristall *(F. Heide,* op. cit., p. 72).

Brauchbare Analysen existieren von *J. J. Berzelius* (3) und *E. G. J. Hartley* (4). Dieser wurde durch ein Defizit zweier seiner Analysen auf den Kaliumgehalt aufmerksam; er ist nach seinen Befunden schwankend und kann manchmal fast fehlen, z. B. in den von ihm untersuchten Kristallen von Königsberg. Nach *Heide* (op. cit., p. 62) enthält der Pharmakosiderit vom Saubach im Vogtland höchstens Spuren davon. *A. Kaleczinsczky* (5) fand im Pharmakosiderit von Újbánya qualitativ neben Kalium auch Thallium.

Die Dichte des von *Hartley* untersuchten grünen Materials von Cornwall betrug $\rho = 2{\cdot}798$ g/cm^3.

Nachstehend die Analysenergebnisse:

	Gewichtsprozente			
	Berzelius	Hartley		
		I	II	III
Fe_2O_3	39,20	39,29	38,81	37,58
As_2O_5	37,82	37,53	36,85	37,16
P_2O_5	2,53	2,04	2,06	1,20
H_2O	18,61	19,63	(19,63)	18,85
K_2O	—	—	—	4.54
CuO	0,65	—	—	—
Rückstand	1,76	—	—	—
	100,57	98,49	(97,35)	99,33

Nach *Hartley* sind etwas über 14 Gew.% H_2O zeolithartig gebunden. *Heide* (op. cit., p. 65), der die Entwässerung erneut studiert hat, bestimmte den Wassergehalt von Cornwaller Material zu 19·50%, davon entfallen 14·57% auf Zeolithwasser; dieser Anteil kann ohne wesentliche Veränderung des Kristalls ausgetrieben werden — bei Stehen des entwässerten Kristallpulvers an der Luft wird er in ziemlich kurzer Zeit (etwa 1 Tag) fast zur Gänze wieder aufgenommen.

Hartley leitete aus obigen Analysen die Formel

$$2\,FeAsO_4 \,.\, Fe\,[O\,(H, K)]_3 \,.\, 5\,H_2O$$

ab, der sich *Heide* (op. cit., p. 44) anschloß; nur ist nach ihm entsprechend der Entwicklung der Kristallchemie das Kalium nicht Substituent des Wasserstoffs der Hydroxylgruppe, sondern es sitzt in gleicher Weise wie das Zeolithwasser in den vermutlichen Kanälen des Gitters.

Das interessante Verhalten des Pharmakosiderits gegen verschiedene Reagenzien wurde von *Heide* (op. cit., p. 66 ff.) ausführlich beschrieben. Es ist daraus auf einen weitmaschigen Aufbau zu schließen, so daß der Angriff der Reagenzien sehr rasch in die Tiefe dringt, ohne daß dadurch ein Zusammenbruch des Gitters erfolgen muß.

1937 berichteten *G. Hägele* und *F. Machatschki* (6) über die Synthese eines kubischen, isotropen, wasserhaltigen Aluminiumarseniates, für das sie an einer kleinen Substanzmenge folgende Analysenergebnisse erhielten (ϱ = ca. 2·8 g/cm³):

	Gew. %	
Al_2O_3	30,0	
As_2O_5	44,3	
$H_2O-100°$	4,3	
$H_2O+100°$	20,0	daneben etwas K_2O
	98,6	

Die Analysenergebnisse ließen auf die Formel

$$Al_3(AsO_4)_2(OH)_3 \cdot 5\,H_2O$$

— in Übereinstimmung mit *Hartleys* Pharmakosideritformel — schließen. Da dazu die Gitterkonstanten beider Verbindungen sehr ähnlich sind — sie bestimmten für Pharmakosiderit $a = 7{\cdot}94$ Å, für ihr Synthesenprodukt $a = 7{\cdot}75$ Å — und die Intensitätsverhältnisse weitgehend analog gefunden wurden, so war gezeigt, daß sie die dem Pharmakosiderit analoge Aluminiumverbindung dargestellt hatten.

Da man mit obigen Dichten und Formeln etwa $1^1/_2$ Formeleinheiten in der Elementarzelle erhält, so schlugen sie eine Abänderung der Formel auf $Al_5As_3O_{12}(OH)_6 \cdot 6—8\,H_2O$ vor. Sie nahmen eine Struktur dieser Formel und einen Gerüstaufbau aus AsO_4-Tetraedern und $AlO_3(OH)_3$-Oktaedern an, der in die Raumgruppe T_d^1 einzubauen ist.

Die Zersetzungstemperatur des Pharmakosiderits.

Die Zersetzungstemperatur des Pharmakosiderits wurde röntgenographisch überprüft. Sie liegt für kurzes Erhitzen ohne Zweifel nahe der von *Heide* (op. cit., p. 65) angegebenen Temperatur von 233° C. Bei eigenen Versuchen konnte jedoch nach einwöchigem Erhitzen auf 180° C im Lauediagramm ein völliger Zusammenbruch des Gitters beobachtet werden (der Kristall war dunkelbraun geworden). Da der Beginn des Asterismus nach meinen Versuchen bei 150° C liegt (nach 14stündigem Tempern), so dürfte die Zersetzungstemperatur weitgehend von der Erhitzungsdauer abhängen. Das ist bei einer zeolithartigen Verbindung auch ohne weiteres einzusehen, da der Umwandlungspunkt im Sinne der Thermodynamik — also die Temperatur, bei der die Phasenumwandlung im Gleichgewichtszustand mit der Umgebung eintritt — durch das feste Gerüst bei relativ raschem Erhitzen weit überschritten werden kann. Es kann allgemein ausgesprochen werden, daß die Zersetzungstemperatur solcher Verbindungen weitgehend

von der Temperungsdauer, aber auch vom Feuchtigkeitsgehalt der Luft abhängen muß. Der thermodynamische Umwandlungspunkt kann dabei tiefer liegen als der, den man durch Erhitzen „bis zur Gewichtskonstanz" erhält.

Entwässerungskurven, wie sie z. B. von *Heide* für den Pharmakosiderit angegeben wurden, haben dennoch große Bedeutung, da aus ihnen die Mengen des verschieden gebundenen Wassers richtig ersichtlich sind.

Gitterkonstante und Raumgruppe.

Pulveraufnahmen von Pharmakosiderit (Fe-Strahlung, ungefiltert) und Alumopharmakosiderit (Cu-Strahlung, Ni-Folie) lassen sich einwandfrei kubisch indizieren. Ich bestimmte für Pharmakosiderit von Cornwall $a = 7{\cdot}91$ Å, für Alumopharmakosiderit $a = 7{\cdot}72$ Å. Da meine Bestimmungen ohne Testsubstanz ausgeführt wurden, sind sie mit den Werten von *G. Hägele* und *F. Machatschki* praktisch ident.

Die Auswertung einer Drehkristallaufnahme von Pharmakosiderit führte ebenfalls auf obige Gitterkonstante. Es sind keine Zwischenschichtlinien vorhanden, die auf eine Verdopplung der Gitterkonstante hinweisen würden.

Zahlreiche Laueaufnahmen mit Durchstrahlungsrichtung parallel [100] ließen sich mit obiger Gitterkonstante indizieren und zeigten holoedrische Symmetrie.

Da an den Pulveraufnahmen keine systematischen Auslöschungen zu erkennen sind, ist in Verbindung mit der Lauesymmetrie O_h und der Makrosymmetrie T_d für beide Verbindungen auf die Raumgruppe T_d^1 zu schließen. Eine eventuelle Verzerrung des Gitters zu niedrigerer Symmetrie kann nur unbedeutend sein.

Die Strukturmöglichkeiten unter Verwendung der Gerüstformel $Fe_5As_3O_{12}(OH)_6$.

In der Raumgruppe T_d^1 ($P\bar{4}3m$) stehen folgende Punktlagen zur Verfügung.

einzählig: (a) ooo; (b) $^1/_2\ ^1/_2\ ^1/_2$;

dreizählig: (c) o $^1/_2\ ^1/_2$, $^1/_2$ o $^1/_2$, $^1/_2\ ^1/_2$ o;

(d) $^1/_2$ o o, o $^1/_2$ o, o o $^1/_2$;

vierzählig: (e) x x x, $\bar{x}\,\bar{x}$ x, $\bar{x}$ x $\bar{x}$, x $\bar{x}\,\bar{x}$;

sechszählig: (f) x o o, o x o, o o x, $\bar{x}$ o o, o $\bar{x}$ o, o o $\bar{x}$;

(g) x ½ ½, ½ x ½, ½ ½ x,
$\bar{x}$ ½ ½, ½ $\bar{x}$ ½, ½ ½ $\bar{x}$;

zwölfzählig: (h) x ½ 0, 0 x ½, ½ 0 x, $\bar{x}$ ½ 0, 0 $\bar{x}$ ½, ½ 0 $\bar{x}$.
x 0 ½, ½ x 0, 0 ½ x, $\bar{x}$ 0 ½, ½ $\bar{x}$ 0, 0 ½ $\bar{x}$;

(i) xxz, xzx, zxx, $x\bar{x}\bar{z}$, $x\bar{z}x$, $z\bar{x}x$,
$\bar{x}\bar{x}z$, $\bar{x}z\bar{x}$, $z\bar{x}\bar{x}$, $\bar{x}\bar{x}\bar{z}$, $\bar{x}\bar{z}x$, $z\bar{x}\bar{x}$;

24zählig: (j) xyz usw. (diese Punktlage kommt hier nicht in Frage).

Es wurde zunächst versucht, das Gerüst der Formel von *G. Hägele* und *F. Machatschki* — Fe_5 (bzw. Al_5) $(AsO_4)_3$ $(OH)_6$ in diese Raumgruppe einzubauen. Das ist gut möglich, wenn man folgende Punktlagen wählt: As (c), O (i), Fe (bzw. Al) (a) + (e) und OH (f) mit folgenden Parametern: $\rho_O = 130^0$, $\sigma_O = 50^0$, $\rho_{Al} = \rho_{Fe} = 63^0$, $\rho_{OH} = 90^0$. Die Atomabstände betragen dann für Alumopharmakosiderit: As-O = 1·85; O-O = 3·03; Al-O = 2·06; Al-OH = 1·99 (in der gemischten Gruppe), Al-OH = 1·93 (in $Al(OH)_6$), OH-OH = 2·73 (alles in Å-Einheiten). Das Gerüst ist kristallchemisch plausibel und hat einen wabigen Aufbau aus AsO_4-Tetraedern und $Al(OH)_6$- und $Al(OH)_3O_3$-Oktaedern; in den Hohlräumen kann Wasser sitzen.

Für alle berechneten Intensitäten dieser Arbeit gilt: Die Streuwerte sind den „Internationalen Tabellen" (7) entnommen; für Fe^{+3} wurde die Kurve für Sc^{+3} 23/18mal überhöht; die Werte für As^{+5} sind die der Arbeit (8); für OH und H_2O wurde derselbe Streuwert wie für O^{-2} verwendet. Die Intensitäten wurden nach der Formel $I = S^2 . H . f(\vartheta)$ berechnet (H = Häufigkeitsfaktor, $f(\vartheta) = \frac{1 + \cos^2 2\vartheta}{\sin 2\ \vartheta}$).

Nachstehend berechnete und beobachtete Intensitäten für obiges Modell:

	Alumopharmakosiderit						Pharmakosiderit	
	beob.	a)	b)	c)	d)	e)	beob.	a)
100	15	0	0,2	0	0,2	0,7	40	2,1
110	0	0	0	1,5	0,3	0,8	0	2,1
111	10	30,5	42,7	38,7	32,1	34,2	8	37,2
200	10	3,1	7,4	8,9	14,4	7,4	8	1,2
210	3	2,9	3,3	5,3	3,5	3,3	2	2,5
211	15	5,0	2,8	1,6	3,6	4,6	20	9,3
220	18	22,7	14,3	16,3	23,2	14,3	18	25,7
221+300	2	6,5	3,5	5,1	6,2	5,7	4	3,8
310	5	0,1	1,5	0,5	0,2	0,5	10	0,4
311	10	8,9	8,6	7,0	8,9	10,7	10	6,8

a) H_2O in (b) und (e) ($\rho_{H_2O} = 256^0$)
b) $\rho_{Al} = 66^0$, $\rho_O = 133{,}5^0$; $\sigma_O = 46{,}5^0$; $\rho_{OH} = 90^0$; ohne H_2O
c) Gerüst b), H_2O in (b).
d) Gerüst b), H_2O in (b) + (e), $\rho_{H_2O} = 255^0$.
e) Gerüst b), H_2O in (e), $\rho_{H_2O} = 225^0$.

Die Divergenzen zwischen Beobachtung und Berechnung sind so groß, daß sie durch Parametervariationen und andere Wasserpositionen sicher nicht ausgeglichen werden können. Dieses Strukturmodell ist daher abzulehnen.

Eine zweite Möglichkeit obige Formel in T_d^1 einzubauen besteht darin, daß man folgende Punktlagen wählt: As (d), Al (bzw. Fe) (a) + (e), O (i), und OH (f). Man muß dabei die Arseniattetraeder stark verzerren, so daß man für As eine (4 O + 2 OH)-Konfiguration erhält. Fe(Al) hat in diesem Modell zum Teil eine prismatische oder pyramidenstumpfartige Konfiguration, nämlich die vier Fe(Al), die auf den Körperdiagonalen sitzen; Fe(Al) in ooo hat streng oktaedrische Umgebung. Dafür erhält man aber ununterbrochene Kanäle, die nach den physikalisch-chemischen Eigenschaften sehr wahrscheinlich sind.

Nachstehend die Berechnungsergebnisse:

Parameter: a) $\rho_{Al} = \rho_{Fe} = 62^0$, $\rho_O = 62^0$, $\sigma_O = 159^0$, $\rho_{OH} = 86^9$; H_2O in (b), (c) und (e), $\rho_{H_2O} = 250^0$.
b) $\rho_{Al} = \rho_{Fe} = 62^0$, ρ_O 55^0, $\sigma_O = 150^0$, $\rho_{OH} = 80^0$; H_2O wie in a).

	Alumopharmakosiderit			Pharmakosiderit	
	beob.	a	b	beob.	a
100	15	11,8	16,6	40	23,0
110	0	0,2	0	0	0,7
111	10	11,9	13,4	8	10,6
200	10	8,3	9,8	8	4,6
210	3	6,7	5,3	2	5,2
211	15	8,1	10,1	20	15,5
220	18	21,9	25,3	18	24,3
221+300	2	1,6	0,7	4	3,1
310	5	1,8	2,1	10	2,4
311	10	6,5	6,5	10	4,5
222	5	4,3	3,7	4	3,7
320	0	2,0	1,1	0	5,9
321	2	3,5	3,0	3	0,4
400	0	5,7	3,0	0	4,0

Atomdistanzen für Alumopharmakosiderit:

a) As-O = 1,94
O-O = 3,80 (2 mal)

b) As-O = 1,79
O-O = 3,34 (2 mal)

O-O	= 2,81 (4 mal)	O-O	= 2,68 (4 mal)
Al-O	= 2,07	Al-O	= 1,90
Al-OH	= 1,95	Al-OH	= 1,92
Al-OH	= 1,85 (in $Al[OH]_6$)	Al-OH	= 1,72 (in $Al[OH]_6$)
O-OH	= 2,44	O-OH	= 2,24 (!)
OH-OH	= 2,62	OH-OH	= 2,43 (!)
H_2O-H_2O	= 2,60	H_2O-H_2O	= 2,60

Die Übereinstimmung zwischen Beobachtung und Berechnung ist hier zwar besser als im vorigen Modell; immerhin gibt es aber auch hier grobe Unstimmigkeiten. Bei orientierenden Rechnungen zeigte es sich, daß die Intensitätsverhältnisse gebessert werden, wenn AsO_4 weniger deformiert wird und Fe(Al) mehr gegen den Ursprung rückt. Damit kommt man aber zu unmöglichen Atomabständen. Da das Modell auch kristallchemisch unwahrscheinlich ist, mußte es ebenfalls abgelehnt werden.

Da ein grundsätzlich anderer Einbau des Gerüstes

$$[Fe_5(OH)_6(AsO_4)_3]$$

in T_d^1 unter Aufrechterhaltung einer tetraedrischen Symmetrie um Arsen und einer oktaedrischen um Fe nicht möglich ist, war eine andere Gerüstformel wahrscheinlich geworden.

Diskussion der Analysen.

Die auf S. 2 angeführten Analysen ergeben folgende Molekularquotienten:

	Berzelius	Hartley		
		I	II	III
Fe_2O_3	245,50	246,05	243,05	235,35
As_2O_5	164,56	163,30	160,34	161,69
P_2O_5	17,82	14,37	14,51	8,45
H_2O	1033,00	1089,60	—	1046,30
K_2O	—	—	—	48.20
CuO	8,17	—	—	—

Die Quotienten $\frac{Fe_2O_3}{As_2O_5 + P_2O_5}$ betragen daraus: 1·346 *(Berzelius)*; 1·393; 1·390; 1·383 *(Hartley)* — das heißt sehr nahe $^4/_3 = 1{\cdot}333$. Dieser Quotient wurde von *Hartley* (op. cit.) in $^3/_2 = 1{\cdot}500$ umgedeutet.

Die Berechnung der Analysenergebnisse von Alumopharmakosiderit ergibt allerdings einen Quotienten $\frac{Al_2O_3}{As_2O_5} = 1{\cdot}52$; also

sehr nahe 1·50. Auf diese Analyse kann aber wohl kein großes Gewicht gelegt werden, weil sich bei kleinen Einwaagen geringfügige Analysenfehler stark auswirken.

Die Molekularquotienten ließen die Vermutung entstehen, daß dem Pharmakosiderit die Formel $[Fe_4(OH)_4(AsO_4)_3] \cdot K \cdot 6—7\,H_2O$ zukommt. Nachstehend *Hartleys* Analyse III und die Zusammensetzung nach dieser Formel in Molekularprozenten:

	Hartley III	$6H_2O$	$7H_2O$
Fe_2O_3	15,69	16,67	15,38
$As_2O_5+P_2O_5$	11,34	12,50	11,54
H_2O hydr.	69,76	16,67	15,38 } 69,23
H_2O zeolith.		50,00	53,85 }
K_2O	3,21	4,17	3,85

Das 7-Hydrat gibt die Analyse fast ideal wieder.

Nach *Heide* (op. cit., p. 65) verhält sich Hydroxyl- zu Zeolithwasser wie 4·93 zu 14·57 oder wie 1:2·955; das 6-Hydrat verlangt 1:3, das 7-Hydrat 1:3·5.

Damit ergeben sich neue Gesichtspunkte für die Struktur:

Der Strukturtyp des Pharmakosiderits.

Es wurde nun versucht auf Grund des Arsen-Eisen-Verhältnisses 3:4 eine brauchbare Struktur des Pharmakosiderits zu finden.

Die wichtigste Frage ist hierbei, ob man dem Gerüst die Formel $[Fe_4(OH)_3(AsO_4)_3]$ oder $[Fe_4(OH)_4(AsO_4)_3]^{-1}$ zuschreiben soll. Aus den bisherigen chemischen Untersuchungen ist das nicht zu entscheiden, da der K-Gehalt als sehr schwankend angegeben wird.

Das Gerüst $Fe_4(OH)_3(AsO_4)_3$ scheidet vom strukturellen Standpunkt aus. Setzt man nämlich As auf die Kantenmitten und O auf (i) mit $\rho_O = 45^0$ und $\sigma_O = 135^0$, so müßten die drei Hydroxylgruppen auf die Flächenmitten zu liegen kommen; für Eisen bleibt dann aber nur die Punktlage (e) über, womit aber kein zusammenhängendes Gerüst aufgebaut werden kann. Setzt man Arsen auf die Flächenmitten, so gelten analoge Überlegungen.

Ein brauchbares Gerüst erhält man hingegen bei Verwendung der Formel $[Fe_4(OH)_4(AsO_4)_3]^{-1}$. Setzt man nämlich Arsen auf die Kantenmitten (d) mit $\rho_O =$ ca. 45^0 und $\sigma_O =$ ca. 135^0 und die Hydroxylionen auf die Körperdiagonalen (e) mit $\rho_{OH} =$ ca. 315^0, so erhält man für die vier Eisenionen ebenfalls auf den Körperdiagonalen, aber mit $\rho = 45^0$ eine Position mit oktaedrischer Umgebung aus drei Sauerstoffionen und drei Hydroxylionen (siehe

Abb. 1, 2, 3). Da, wie unten gezeigt wird, auch recht gute berechnete Intensitäten mit diesem Gerüstmodell erhalten werden, ist dieser Aufbau sehr wahrscheinlich. Eine genaue Festlegung der Parameter konnte nicht erzielt werden, die Abweichungen von den unten angegebenen Modellen sind wohl nicht groß.

Die Kompensation der Ladung kann auf verschiedene Weise geschehen. Der einfachste Fall ist die Kompensation durch ein Kaliumion pro Elementarzelle. Da aber Kalium manchmal fast fehlt, müssen auch andere Ionen in Frage kommen, in erster Linie wohl Natrium, ferner aber auch — da alle Pharmakosideritanalysen einen kleinen Überschuß von Fe^{+3} gegenüber der vorgeschlagenen Formel aufzeigen — $[Fe(H_2O)_6]^{+3}$. Da die Hydroxylgruppen dem Gerüst angehören, ist es unwahrscheinlich, daß die Punktlage nur teilweise besetzt ist. Liegen auf dieser Punktlage 3 OH und 1 H_2O, so erniedrigt sich die Symmetrie auf monoklin, falls die Verteilung nicht statistisch stattfindet.

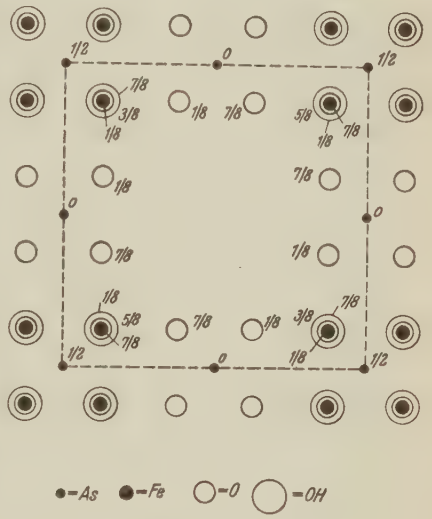


Abb. 1. Grundriß des Gerüstes.

Die Kanäle des Gitters sind sehr weit und für die Anordnung der Wassermoleküle gibt es mannigfache Möglichkeiten. Unten werden zwei davon durchgerechnet. Das Gerüst entspricht gut dem würfeligen Habitus der Kristalle, da [100] die Richtung der stärksten Bindungen ist. Die röntgenographische Dichte errechnet sich mit $a = 7{\cdot}91$ Å für $[Fe_4(OH)_4(AsO_4)_3] \cdot K \cdot 6\,H_2O$ zu $\rho = 2{\cdot}89$ und ist also etwas höher als die Dichte nach *Hartley* ($\rho = 2{\cdot}798$). Der Formel $Fe_5(OH)_6(AsO_4)_3 \cdot 6$—$8\,H_2O$ entspricht mit $a = 7{\cdot}94$ Å eine Dichte von $\rho_r = 3{\cdot}02$ — $3{\cdot}14$ g/cm³ und ist beträchtlich höher als *Hartleys* Wert.

Nachstehend die Intensitäten für Pharmakosiderit:

Punktlagen:	As : (d)		
	O : (i)	$\rho_O = 45^0$,	$\sigma_O = 135^0$
	OH : (e)	$\rho_{OH} = 315^0$	
	Fe : (e)	$\rho_{Fe} = 47^0$	
	H_2O : (c) + (e)	$\rho_{H_2O} = 235^0$	

(Der teilweise Ersatz von As durch P und von H_2O durch K^{+1} wurde bei der Intensitätsberechnung nicht berücksichtigt.)

Atomabstände:

As-O	= 1,71	Fe-OH	= 2,11
O-O	= 2,80	H_2O-H_2O	= 3,42 (im Tetraeder)
OH-OH	= 2,80	H_2O-H_2O	= 3,24
O-OH	= 2,80	H_2O-OH	= 3,04
Fe-O	= 1,94	H_2O-O	= 3,32

	I beob.	I ber.		I beob.	I ber.
100	40	28,4	420	10	11,0
110	0	0,8	421	1	0,9
111	8	8,4	332	3	2,3
200	8	8,1	422	5	7,2
210	2	2,2	500+430	8	6,8
211	20	16,8	510+431	3	2,6
220	18	13,0	511+333	8	5,8
221+300	4	2,3	520+432	2	1,1
310	10	16,0	521	4	5,2
311	10	10,9	440	15	17,9
222	4	5,1	441 + 522	5	5,2
320	0	0,4	530+433	2	4,3
321	3	6,3	531	5	4,9 (!)
400	0	2,1	600 + 442	3	5,9 (!)
410+322	2	4,0	610	0	0,3
411+330	5	6,7	611+532	2	4,2
331	3	4,9	620	2	4,0

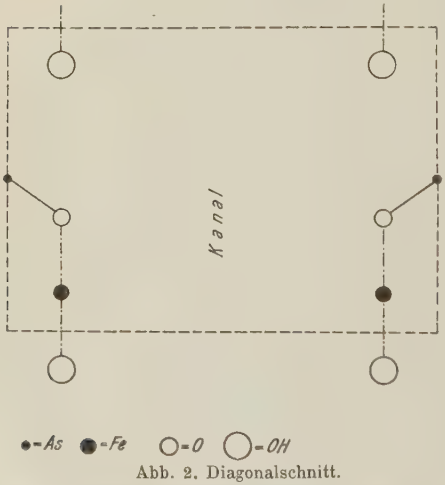


Abb. 2. Diagonalschnitt.

Beobachtung und Berechnung verlaufen im wesentlichen konform. Da der Intensitätsverlauf bis zu hohen Indices stimmt (überschlagsweise wurde bis zur Indexquadratsumme 50 gerechnet), ist das Prinzip des Gerüstaufbaues wohl gesichert.

Für das entsprechende Modell von Alumopharmakosiderit gilt: Punktlagen: wie oben; $\rho_{Al} = 45^0$; $\rho_O = 46{,}5^0$; $\sigma_O = 133{,}5^0$; $\rho_{OH} = 315^0$; $\sigma_{H_2O} = 230^0$.

	I beob.	I ber.		I beob.	I ber.
100	15	15,8	211	15	10,4
110	0	0	220	18	16,1
111	10	12,4	221+300	2	3,6
200	10	11,3	310	5	11,2 (!)
210	3	2,2	311	10	7,4 (!)

Die Übereinstimmung zwischen Beobachtung und Berechnung ist hier schlechter.

Für 8 H_2O gilt mit den gleichen Gerüsten:
Pharmakosiderit:

H_2O: (c) + (b) + (e); $\rho_{H_2O} = 248^0$. (Der Abstand H_2O—H_2O und der Abstand H_2O—OH ist hier je ungefähr 2·60 Å, also etwas zu klein, es kommt aber vielleicht eine scheinbare Schwerpunktslage in Frage.)

	I beob.	I ber.		I beob.	I ber.
100	40	27,4	320	0	0
110	0	1,0	321	3	3,4
111	8	8,3	400	0	1,1
200	8	7,4	410+322	2	6,6 (!)
210	2	1,0	411+330	5	5,7 (!)
211	20	14,9	331	3	4,9
220	18	14,3	420	10	10,9
221+300	4	2,4	421	1	0,8
310	10	12,2	332	3	2,4
311	10	12,6	422	5	8,2
222	4	4,9			

Alumopharmakosiderit:
H_2O wie bei Pharmakosiderit.

	I beob.	I ber.		I beob.	I ber.
100	15	16,3	400	0	0,2
110	0	0,5	410+322	2	3,7
111	10	11,9	411+330	3	3,8
200	10	9,5	331	8	9,3
210	3	1,7	420	10	13,3
211	15	13,7	421	1	1.2
220	18	22,8	332	2	2,1
221+300	2	1,9	422	7	9,9
310	5	7,7	430+500	6	5,9
311	10	12,7	431+510	1	1,8
222	5	8,0	511+333	8	7,0
320	0	0	520+432	1	0,9
321	2	2,5	521	3	2,6

Für Alumopharmakosiderit ist die Übereinstimmung hier sehr gut.

Nach obigen Intensitätberechnungen kann eine eindeutige Entscheidung über den Wassergehalt nicht gegeben werden. Für das

Gerüst kommen selbstverständlich noch kleinere Verzerrungen in Frage.

Immerhin ist die Übereinstimmung zwischen Beobachtung und Berechnung mit diesem Gerüst viel besser als vorhin. Eine völlige Klärung der Struktur würde vermutlich eine erneute chemische Bearbeitung von Pharmakosiderit und Alumopharmakosiderit notwendig machen, was jetzt durch die Arbeitsschwierigkeiten nicht möglich war.

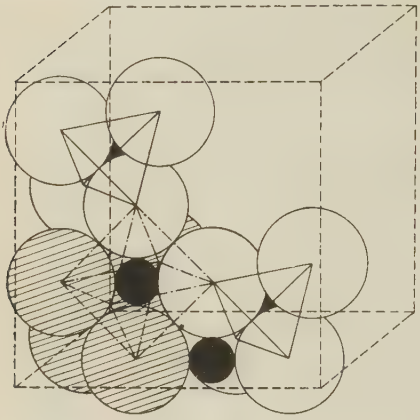


Abb. 3. Detail des Gerüstes im Schrägriß. As u. Fe schwarz, O weiß, OH schraffiert.

Herr Prof. Dr. *F. Machatschki,* auf dessen Anregung vorliegende Abhandlung entstanden ist, hat mir einen Teil des Aufnahmematerials, darunter vor allem eine Pulveraufnahme von Alumopharmakosiderit, zur Verfügung gestellt. Dafür danke ich ihm vielmals — ebenso wie für viele gute Ratschläge und manche fördernde Kritik.

Zusammenfassung.

Da auf Grund der Formel $Fe_5(OH)_6(AsO_4)_3 \cdot 6—8\,H_2O$ keine brauchbare Struktur gefunden werden konnte, wurden die Analysen nachgerechnet. Dabei zeigte es sich, daß das Fe-As-Verhältnis 4:3 beträgt. Für die Struktur des Pharmakosiderits wird die Formel $^3_\infty[Fe_4(OH)_4(AsO_4)_3] \cdot K \cdot 6—7\,H_2O$ vorgeschlagen, wobei eine andere Absättigung des Gerüstes in Betracht zu ziehen ist. Strukturprinzipien: Gerüstaufbau in T^1_d; As auf (c), O auf (i) mit $\rho_O = $ ca. 45^0, $\sigma_O = $ ca. 135^0, Fe auf (e) mit $\rho_{Fe} = $ ca. 45^0, OH auf (e) mit $\rho_{OH} = $ ca 135^0; dadurch erhält Fe oktaedrische, As tetraedrische Konfiguration. Diese Bauprinzipien stehen mit dem Habitus der Kristalle und ihren physikalisch-chemischen Eigenschaften in guter Übereinstimmung. Zwei Möglichkeiten des Wassereinbaues werden durchgerechnet; die Übereinstimmung zwischen Beobachtung und Berechnung ist befriedigend, teilweise sehr gut.

Literatur.

1. *Brauns, R.,* Die optischen Anomalien der Kristalle, p. 349 (1891). — 2. *Heide, F.,* Über eine hydrothermale Paragenesis von Quarz und Arsenmineralien im veränderten Quarzphorphyr vom Saubach i. V. Z. f. Krist.

67, pp. 33 ff; (1928). — 3. *Berzelius, J. J.*, Acad. Stockholm, 1824, p. 345 (nach [4]). — 4. *Hartley, E. G. J.*, Über die Zusammensetzung der natürlichen Arsenate und Phosphate. 2. Teil: Pharmakosiderit. Z. f. Krist. 32, pp. 220 ff. (1900). — 5. *Kaleczinsczky, A.*, Chemische Analysen, Mitth. aus d. Jb. d. königl. ung. geolog. Anst. 1888, p. 128; cit nach Z. f. Krist. 17, p. 521 (1890). — 6. *Hägele, G.* u. *F. Machatschki*, Synthese d. Alumopharmakosiderits. Formel und Struktur des Pharmakosiderits. Fortschr. d. Mineralogie 21, p. 77 (1937). — 7. *Internationale Tabellen* zum Best. v. Kristallstrukt. 1 u. 2 (1935). — 8. *Bubeck, W.* u. *F. Machatschki*. Die Kristallstruktur des Berzeliit, Z. f. Krist. 90, p. 44 (1935).

Aus dem Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Graz.

Zwei Hornblenden aus Metabasiten der Hochalm-Ankogelgruppe.

Von

Peter Paulitsch.

(Eingelangt am 3. März 1947.)

Bei der Bearbeitung der Metabasite der Hochalm-Ankogelgruppe wurde das Interesse auf eine genaue Untersuchung dieser Hornblenden gelenkt, deren charakteristische Optik auch einen besondern Chemismus erwarten ließ und die durch ihr mengenmäßig großes Auftreten den Gesteinschemismus stark beeinflussen. Die Handstücke wurden auf Exkursionen des Mineralogisch-Petrographischen Universitätsinstitutes gesammelt. Aus zwei von den Gesteinen konnten die Hornblenden isoliert, chemisch und optisch untersucht werden.

Das geeignetste Gestein, aus welchem die eine Art der beobachteten Hornblenden gewonnen werden konnte, lag in dem Prasinit vom Radhausberg (Gesteinsnummer 96) vor.

Die feinen 1·2 mm langen Hornblendestengel treten am Hauptbruch deutlich aus dem heller grünen Gewebe hervor. In ihm liegen rundliche Albite (10% An; ø 0·8 mm) mit Epidot und Hornblendesplitter als Einschluß, die von den Hornblendestengeln und Mg-Prochlorit wellig umgeben werden. Biotit tritt vereinzelt in kleinen Leisten (0·2 × 0·1 mm) auf.

Mineral- oder Strukturrelikte aus einer Tiefengesteinsphase sind nicht vorhanden. Das Gestein steht auf Grund des Auftretens der barroisitischen Hornblende in der Fazies I/IV/1 *(Angel* [1]). Als jüngster Gemengteil wird Albit erkannt. Sein Wachstum folgt dem des Rutil, der barroisitischen Hornblende, des Epidots, des Biotits und des Mg-Prochlorits.

Der Pleochroismus des Biotits: $\mathfrak{a}$ = strohgelb, 1 l c nach *Ostwalds* Farbtafel; $\mathfrak{b} = \mathfrak{c}$ = sepiabraun, 2 l i.

Der Plechroismus des Mg-Prochlorits: a = farblos; b = hellgrün, 22 n e; c = dunkelgrün, 22 p e.

Struktur: grano-nematoblastisch schiefrig.

Die Beteiligung der Gemengteile am Gesteinsaufbau ist folgende:

Albit	28·3 Vol.%
barroisitische Hornblende	64·7
Epidot	0·1
Biotit	1·0
Mg-Prochlorit	5·3
Rutil	0·6
	100·0 Vol.%.

Aus der optischen Analyse konnte der Gesteinschemismus und der Magmencharakter nach *Niggli* (3) errechnet werden. Der im nachstehenden ermittelte Hornblendechemismus, der Albitchemismus, ein mittlerer Mg-Prochlorit nach *Hödl (2)* und durchschnittliche Dichtewerte wurden dabei zugrunde gelegt, so daß ein vorläufiges Erkennen der Magmengruppe erfolgt; s. S. 18.

Die Hauptbrechungsindices der Hornblende wurden mit dem U-Tischtotalrefraktometer für mittlere Wellenlänge gefunden mit: $n\alpha = 1{\cdot}649$; $n\beta = 1{\cdot}663$; $n\gamma = 1{\cdot}669$; $\pm 0{\cdot}002$.

Der Pleochroismus ist: a = schwach gelb, 23 p i; b = grasgrün, 22 l g; c = blaugrün, 19 n g. Der Kern der Hornblende ist manchmal heller gefärbt als der Rand.

Die sich aus den Hauptbrechungsindices ergebende maximale Doppelbrechung konnte auch mit dem Berekkompensator mit 0·020 erhalten werden. $c/Z = 18^0$, von Barroisit verschieden. 2 V über $\alpha = 67^0$, gemessen bei mittlerer Wellenlänge. Achsenebene (010). Diese Hornblende ist also optisch negativ.

Nach der Schwebemethode wurde s = 3·211 bei 18° C bestimmt.

Um die Hornblende für die chemische Analyse allein aus dem Gestein zu erhalten, mußte gleiche Korngröße aller Gemengteile erzielt werden; dies wurde mit einem Schlämmapparat erreicht. Anschließend erfolgte die Trennung der Gemengteile mit der Clericilösung. Nach zweimaligem Trennen und Durchwaschen mit destilliertem Wasser konnten unter dem Mikroskop auch keine Chloritanwachsungen an der Hornblende mehr beobachtet werden. Das Analysenpulver enthielt auch keine Eisenspäne des Stahlmörsers, der zur Aufbereitung gedient hatte, da sie bereits durch ihr hohes spezifisches Gewicht mit ausgeschieden worden waren. So wurde absolut reines Material für die chemische Analyse erhalten, die nach den am Institut erprobten Methoden ausgeführt wurde.

Mittel zweier Analysen der barroisitischen Hornblende.

	Gew.%	Atompr.
SiO_2	45·05	751
TiO_2	1·40	17
Al_2O_3	13·78	270
Fe_2O_3	0·99	12
FeO	9·98	139
MnO	0·20	3
MgO	12·01	300
CaO	10·28	183
Na_2O	3·84	124
K_2O	0·16	3
H_2O+	2·33	260
H_2O-	0·15	—
F	Spur	—
	100·17	

Auf Grund der Atomproportionen ergibt sich die spezielle Formel der barroisitischen Hornblende im Sinne *Machatschkis* (4) wie folgt:

$$(OH,O)_2\ (Ca^{1.6}Na^{1}K)_{2.7}\ (Mg^{2.6}MnFe^{1.2}Fe^{0.1}Ti^{0.2}Al^{0.9})_5\ (Al^{1.5}Si^{6.5})_8O_{22}$$

Auf Grund des Vorkommens in erststufigem Prasinit wurde ein Barroisitauftreten erwartet. Doch mehrere Eigenschaften der untersuchten Hornblende weisen auf die Gruppe der gemeinen Hornblenden hin.

So entspricht des Verhältnis des Si-Al-Ersatzes, das Ca-Fe-Mg-Verhältnis, die Größen der Lichtbrechung, des Auslöschungswinkels, des Achsenwinkels und der Dichte, den Werten der Gruppe der gemeinen Hornblenden. Wenn daher die Reihe der gemeinen Hornblenden weit genug gefaßt wird, so kann diese Hornblende an das Reihenende gestellt werden, das wegen des höheren Alkaligehaltes und des besonderen Pleochroismus an Barroisit anknüpft. Sie wird daher barroisitisch genannt.

Der Unterschied zu Karinthin (*Koritnig* [5]), aus dem blaugrüne Hornblenden entstehen können, ist nicht groß. Eine Erhöhung des Eisenoxydul- und Kaligehaltes, ein geringes Sinken der Mg- und Ca-Ziffern ist bei fast gleichbleibenden Si-Werten die einzige chemische Veränderung.

Blaugrüne Hornblenden mit demselben Auslöschungswinkel treten in Amphiboliten und Prasiniten der Alpen oft auf. (Lit. 1 und 6).

Der Hornblendefels vom Ankogel, Ostgratweg (Gesteinsnummer 83), ein fast monomineralisches Gestein, war als zweites ge-

eignet zur Ermittlung des Hornblendechemismus; denn es führt nur noch 1·2 Vol.% Epidot.

Im dunkelgrünen, dickbankigen Gestein ist keine deutliche Hornblenderegelung zu erkennen; der Bruch ist unregelmäßig. Im Schliff finden sich die Hornblenden (0·8 × 0·3 mm) und kurze Epidotsäulchen (0·2 mm ø), die sich zu kleinen Aggregaten scharen.

Der Pleochroismus des Epidot: a = farblos; b = blaßblaugrün, 24 g c; c = sattgelb, 1 p c. Sein Eisengehalt konnte auf Grund der maximalen Doppelbrechung von 0·011 mit 8 Mol.% bestimmt und bei der chemischen Analyse in Abzug gebracht werden.

Struktur: nematoblastisch. Die petrographische Vergesellschaftung im Gelände weist dieses Gestein in die höchst temperierte Fazies der Tauern (1).

Als Relikt aus einer Tiefengesteinsphase läßt sich die manchmal im Kern der Hornblenden vorgefundene, geringe Erzbestäubung ansprechen.

Die Hauptbrechungsindices der Hornblende ergaben sich nach der Einbettungsmethode: $n\alpha = 1{\cdot}610$, $n\beta = 1{\cdot}627$, $n\gamma = 1{\cdot}638$, $\pm$ 0·002.

Der Pleochroismus ist a = blaßgrün, fast farblos; b = grasgrün, 21 e a; c = bläulichgrün, 19 g a. 2 V über a ergibt 78°; also optisch negativ. $c/z = 20^0$. Achsenebene (010).

Nach der Schwebemethode wurde s = 3·163 bei 18° C ermittelt. Die Analysen wurden nach den am Institut üblichen Methoden ausgeführt.

Mittel zweier Analysen des Gesteins Nr. 83.

	Gew.%	Atompr.	Epidot	Hornblende
SiO_2	51·63	861	8	853
TiO_2	Spur			
Al_2O_3	7·39	145	7	138
Fe_2O_3	2·50	31	2	29
FeO	5·30	74	—	74
MnO	0·17	2	—	2
MgO	18·09	452	—	452
CaO	12·32	220	5	215
Na_2O	0·61	19		19
K_2O	—			
H_2O+	2·31	257	3	254
H_2O-	—			
F	—			
	100·32			

Die spezielle Formel (4) lautet:

$$(OH, O)_2(Ca^{1.8}Na^{0.2})_2(Mg^{3.8}MnFe^{0.6}Fe^{0.3})_5(Al^{0.8}Si^{7.2})O_{22}$$

Die Analysenzahlen dieser Hornblende, wie auch alle optischen Werte weisen auf einen tonerdehältigen Strahlstein hin; bemerkenswert ist der über dem Durchschnitt liegende Aluminiumgehalt. Vergleichsmöglichkeiten mit anderen alpinen Schieferhornblenden sind in größerem Ausmaß nicht möglich, da meistens nur optische oder chemische Teilbestimmungen vorliegen.

Jede der beiden Hornblenden nun vertritt eine Fazies des behandelten Gebietes; nämlich I/IV/1 und die höchst temperierte Fazies der 1. Streßzonenstufe (Lit. 1. S. 276). Durch ihren charakteristischen Chemismus rücken sie das Muttergestein (Nr. 96) einerseits mit Albit in die natrongabbroiden Magmen zur essexitgabbroiden, anderseits (Nr. 83) in die hornblenditischen Magmen zur diallagitischen Gruppe (3).

	si	al	fm	ca	alk	k	mg
Nr. 96	111	21	48	18	13	0·2	0·7
essexit.	95	20	49	21·5	9·5	0·25	0·5
Nr. 83	100	8·5	65	25·5	1	0·0	0·8
diallag.	90	7	68	23	2	0·0	0·7

Bei dem Hornblendefels Nr. 83 kann die Abkunft aus der Gabbroreihe auf Grund der guten Übereinstimmung mit dem Magmentyp angenommen werden; nicht aber bei dem Prasinit Nr. 96, wo für die Albitanreicherungen ein primärer Ursprung nicht wahrscheinlich ist. Als Reaktionsprodukt aus Hornblenden u. a. oder als Albitanteil eines ehemals basischen Plagioklases sind solche Konzentrationen nicht nachzuweisen.

Es kann daher vermutet werden, daß primär ein in der Kalkalkalireihe liegendes, gabbroides Gestein vorlag und es durch sekundäre Stoffverschiebung in die Natronreihe gerückt wurde. Anhaltspunkte durch Mineral- oder Gefügerelikte sind nicht vorhanden.

Literatur.

1. *Angel, F.*, Mineralfazien und Mineralzonen in den Ostalpen. Jb. d. Univ. Graz. 1940. S. 251—304. — 2. *Hödl, A.*, Über die Chlorite der Ostalpen. N. Jb. f. Min. Beil. Bd. 77. Abtl. A. 1941. S. 1—77. — 3. *Niggli, P.*, Die Magmentypen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. XVI. 1936. S. 335—399. — 4. *Machatschki, F.*, Über die Formel der monoklinen Amphibole und Pyroxene. Zeitschr. f. Krist. Bd. 71. S. 219—236. — 5. *Koritnig, S.*, Ein Beitrag zur Kenntnis über den Karinthin. Zentralblatt f. Min. 1940. Abt. A. S. 31—36. — 6. *Cornelius, H. P.* u. *E. Clar*, Geologie des Großglocknergebietes I. Abh. d. Zweigst. Wien d. Reichsst. f. Bodenf. Bd. XXV. S. 274 u. S. 286.

Aus dem Mineralogischen Institut der Universität Wien.

Welche Schlüsse sind aus der Existenz von Beryllium-orthiten auf die Struktur der Epidote zu ziehen?

Von

F. Machatschki.

(Eingelangt am 20. März 1947.)

Für die Mineralien der Epidotgruppe gilt heute die allgemeine Summenformel $\mathbf{X}_2\ \mathbf{Y}_3\ \mathbf{z}_3\ (O, OH, F)_{13}$ als anerkannt; in dieser[1] steht **X** (große Kationen) für $Ca^{··}$, $Na^{·}$, $Mn^{··}$ (z. T.), $Ce^{···}$, $Y^{···}$, $Th^{····}$, $U^{····}$ usw., **Y** (mittlere Kationen) für $Al^{···}$, $Fe^{··}$, $Mn^{···}$, $Fe^{···}$, $Mg^{··}$ usw., **z** (kleine Kationen) für $Si^{····}$, $P^{····}$, $Al^{···}$ und $Be^{··}$. Diese Formel hat sich auch für die Deutung jener Glieder, die sich durch einen hohen Gehalt an Seltenen Erden auszeichnen, voll bewährt, also für die Orthite.

Man ist auch allgemein geneigt, diese Formel, die in einfachster Form durch den Klinozoisit repräsentiert wird, kristallchemisch nach dem Schema $(OH, F)\ Ca_2Al_3\ [SiO_4]_3$ (Formel I) zu deuten, diese Mineralien damit unter die Silikate mit selbständigen SiO_4-Tetraedern einzureihen. Dafür spricht die verhältnismäßig hohe Dichte, dann der Umstand, daß das wohl nicht völlig konstante Verhältnis 1:12 zwischen einwertigen und zweiwertigen Anionen fast immer sehr nahe erreicht wird und schließlich, daß das Verhältnis $(Si + P) : O = = 1:4$ nie irgendwie nennenswert zu Gunsten der kleinen Kationen überschritten wird; es könnte also eine durch Einbau der Kationen etwas stärker aufgelockerte, dichteste Anionenpackung vorliegen. Die bisherigen Versuche, die Kristallstruktur des Epidots zu ermitteln (z. B. im Jahre 1929 im Physikalischen Institut der Universität Manchester), stützten sich auch auf derartige Annahmen; sie führten aber zu keinem Ergebnis.

Das Fehlschlagen dieser Versuche, ferner die ausgesprochene Tendenz der Epidotmineralien zu einer nach der Y-Achse stark gestreckten Ausbildung und schließlich die Erfahrungstatsache, daß

[1] *F. Machatschki,* Zentralbl. f. Miner. A. 1930, 89 und 154.

in den Epidoten niemals mehr als etwa ein Drittel von Al durch Fe ersetzt ist, und in den Orthiten niemals mehr als zwei Drittel von Al durch Fe und Mg, brachten mich auf den Gedanken, daß obige Voraussetzungen nicht stimmen könnten; es wäre vielleicht möglich, daß, wie z. B. bei vielen Pyroxenen und Amphibolen, auch bei den Epidoten ein Teil des Aluminiums sich nicht in 6-Koordination befindet (und damit gegen Fe und Mg ausgetauscht werden kann), sondern in 4-Koordination und damit mit Si kristallchemisch äquivalent sei; damit würde sich auch das Verhältnis zwischen den kleinen Kationen in 4-Koordination und den O-Ionen zu Gunsten der ersteren ändern, etwa so, daß ein Drittel der Al-Ionen des Klinozoisits 4-koordiert sei, was das Verhältnis $(Si + Al)^{[4]}$: $: O = 1:3$ ergäbe (Veränderungen in der Richtung, die zu einem etwas andersartigem Verhältnis wie z. B. bei den Amphiolen führen würden, könnten natürlich nicht ausgeschlossen werden). In einem solchen Fall müßten dann die (Si, Al) O_4-Tetraeder miteinander verbunden sein; die Tendenz zur gestreckten Ausbildung in Richtung der Y-Achse ließe auf unendliche Kettenverbände wie bei den Pyroxenen und Amphibolen schließen, also auf komplexe Anionen. im einfachsten Fall von der Formel $\frac{1}{\infty}[(Si, Al)\, O^3]$ bzw. speziell bei Klinozoisit $\frac{1}{\infty}\,[Si_3Al\,O_{12}]$. Kristallchemisch wäre dann die Formel des Klinozoisites (und in analoger Weise der übrigen, komplizierter zusammengesetzten Glieder der Epidotgruppe)

$$\frac{1}{\infty}\,(OH)\,Ca_2Al_2\,[AlSi_3O_{12}] \quad \text{(Formel II)}$$

zu schreiben, in Analogie zu den entsprechenden Formeln[1] der

$$\text{Pyroxene } \frac{1}{\infty}\,Ca(Mg, Al)\,[(Si, Al)_2O_6]$$
$$\text{und Ampibole } \frac{1}{\infty}\,(OH, F)_2\,Ca_2\,(Mg, Al)_5\,[(Si, Al)_8\,O_{22}].$$

Diese Vermutung fand in letzter Zeit eine weitere Unterstützung darin, daß in den letzten Jahren berylliumreiche Orthite gefunden wurden, die sich nicht im Sinne der Formel I deuten lassen, weil man unter allen Umständen anzunehmen hat, daß die kleinen Be-Ionen nicht die Al-Ionen in 6-Koordination oder gar die Ca-Ionen im Gitter ersetzen können, sondern nur die kleinen Si-Ionen in 4-Koordination; damit ändert sich das Verhältnis der kleinen Kationen zu den Anionen derart zu Gunsten der ersteren, daß nicht mehr an das Vorliegen von selbständigen (Si, Be) O_4-Tetraedern gedacht werden kann.

[1] Auf die Ähnlichkeit der Gitterkonstante in Richtung der Y-Achse, die ungefähr zwei (SiO_4)-Tetraederkanten entspricht, mit jener der Amphibole und Pyroxene in der Kettenrichtung (hier Z-Achse) sei in diesem Zusammenhang verwiesen.

In der älteren Literatur ist nur eine Analyse von einem berylliumreichen Orthit verzeichnet (5·5% BeO)[1], nämlich die von *Th. Kerndt*[2] stammende des Orthites von Mauersberg im Erzgebirge; *Kerndt* benannte diesen Orthit Muromontit. Ich konnte diesen Orthit zunächst nicht in meine Betrachtungen hereinziehen, weil sich die Analyse überhaupt schwer formelmäßig deuten läßt, was nicht nur auf Zersetzung, sondern wohl auch auf die damaligen, unvollkommenen analytischen Trennungsmethoden zurückzuführen ist. Durch eine Untersuchung von *P. Quensel*[3] über einen berylliumreichen (3·83% BeO) Orthit von Skuleboda wurde ich auf eine andere Analyse eines solchen Orthites aufmerksam, die mir wegen der Kriegsverhältnisse entgangen war, nämlich, auf die von *T. Iimori*[4] veröffentlichte und besprochene Analyse eines Orthites von Iisaka mit 2·49% BeO. Wegen des geringen Atomgewichtes des Berylliums spielen solche gewichtsmäßig nicht sehr bedeutende Mengen von BeO kristallchemisch eine ausschlaggebende und sehr aufschlußreiche Rolle. Diese beiden letzteren Analysen lassen sich nämlich nur unter der Annahme deuten, daß das Verhältnis der kleinen Kationen zu den Anionen für erstere wesentlich günstiger liegt als bei den Orthosilikaten; dabei ist besonders die Analyse des japanischen Berylliumorthites wichtig, weil es sich, nach dem geringen Gehalt an H_2O zu schließen, um einen in seinem Stoffbestand nachträglich kaum veränderten Orthit handelt, während der Orthit von Skubeloda nach den Ausführungen von *P. Quensel* stark umgewandelt ist.

T. Iimori stellt eine befriedigende Übereinstimmung zwischen seiner Analyse und der von mir vorgeschlagenen allgemeinen Epidotformel fest, indem er Be mit Al vereinigt, was allerdings meinen ursprünglichen Intentionen nicht entspricht, nach der nun erweiterten Deutung aber wohl möglich ist, soweit es sich um Al in 4-Koordination handelt; außerdem sind die Deutungsversuche von *T. Iimori* deswegen unbrauchbar, weil er irrtümlich den Molekularquotienten für die Seltenen Erdoxyde um das Doppelte zu hoch ansetzt. Davon abgesehen entspricht aber seine Analyse tatsächlich gut meiner Orthitformel, wenn man einen Teil des Al als 4-koordiniert annimmt; damit wird diese Analyse zu einer starken Stütze für die hier vorgebrachte Auffassung:

[1] Außerdem werden einige Analysen angegeben, die geringe Berylliumgehalte ausweisen (maximal $^1/_2$% BeO); diese sind für kristallchemische Betrachtungen wegen des geringen BeO-Gehaltes nicht sehr aufschlußreich.

[2] Th. Kerndt, Journ. f. prakt. Ch. *43*, 1848, 228.

[3] *P. Quensel*, Arkiv f. Kemi, Miner. och Geol. 18. A., 1944, Nr. 22.

[4] *T. Iimori*, Scient. pap. Inst. phys. a. chem. Res. *36*, 1939, 53.

Tab. 1. Berylliumorthit von Iisaka.

	Gew. %	Mol. Quot.	Ionenverhältnis		
SiO_2	30·58	50·9	509		729
BeO	2·49	10·0	100		$= 4 \times 181$
Al_2O_3	12·71	12·5	250	114	
Fe_2O_3	5·74	3·6	72	136	362
FeO	10·81	15·0	150		$= 2 \times 181$
ZrO	0·57	0·4	4		
MnO	2·05	2·9	29		
CaO	8·20	14·6	146		326
Selt. Erdox.[1]	23·94	7·5	150		$= 2 \times 163$
ThO_2	0·26	0·1	1		
UO_3	sp	—	—		
H_2O	3·33	18·5	370 (OH)		

Während bei anderen Orthiten der Ersatz von $Ca^{\cdot\cdot}$ durch $Ce^{\cdot\cdot\cdot}$ usw. hauptsächlich durch Ersatz von (6-koordiniertem!) $Al^{\cdot\cdot\cdot}$ durch $Mg^{\cdot\cdot}$ und $Fe^{\cdot\cdot}$ ausgeglichen wird, erfolgt hier dieser Ausgleich auch durch Ersatz von (4-koordiniertem) $Al^{\cdot\cdot\cdot}$ und $Si^{\cdot\cdot\cdot\cdot}$ durch $Be^{\cdot\cdot}$.

Das Verhältnis Si + Be zu den übrigen Kationen ist hier 609:802, während bei Vorliegen eines Orthotypsilikates im Rahmen der Summenformel dieses Verhältnis 609:1015 betragen müßte!

Dagegen ergibt die Formel

$$(OH)\ (Ca, Ce, Th, U)_2\ (Al, Fe, Zr)_2\ [(Si, Be, Al)\ O_3]_4$$

eine recht befriedigende Übereinstimmung wie die letzte Kolonne der Tabelle zeigt. Der kleine Abgang an großen Kationen ist nicht beunruhigend, da das mittlere Atomgewicht der Seltenen Erden dieses Orthites nur geschätzt ist und auch ein durch beginnende Zersetzung bedingter Ausfall von großen Kationen möglich ist; der Zersetzungsgrad dürfte aber nicht groß sein, da der (OH)-Gehalt an sich wohl größer ist als dem eigentlichen Epidot entspricht, was aber größtenteils durch den Teilersatz von Si und $Al^{\cdot\cdot\cdot}$ in 4-Koordination durch $Be^{\cdot\cdot}$ bedingt ist; zwischen den beiden anderen Kationengruppen gleicht sich der Austausch von Kationen verschiedener Wertigkeit valenzmäßig gerade aus.

Im gleichen Sinn spricht die von *P. Quensel* veröffentlichte Analyse des Berylliumorthites von Skuleboda, der leider offenbar stark umgewandelt ist (Kohlensäuregehalt, H_2O fast 8%!).

[1] Mittleres Molekulargewicht der Seltenen Erdoxyde mit 320 angenommen!

Tab. 2. Berylliumorthit (Muromontit) von Skuleboda.

	Ionenverhältnis		
Si	399		
P	3		622
Be	153		$= 4 \times 155{,}5$
Al	213	67	
Fe‴	96	146	
Fe″	42		311
Mg	24		$= 2 \times 155{,}5$
Ti	3		
Mn	2		
Ca	43		
Sr	1		271
Th	4		$= 2 \times 136$
Y, Ce usw.	160		
Na	19		
K	42		
F	101		
CO_2	201		
OH	886		

Angesichts der von *P. Quensel* festgestellten weitgehenden Zersetzung in Bastnäsit, wohl auch unter Auslaugung eines Teiles der großen Kationen, ist der Abgang an diesen nicht verwunderlich. Jedenfalls ist hier das Verhältnis der Kationen mit eindeutiger 4-Koordination (Si + P + Be) zu den übrigen Kationen 555:649, während die Orthotypformel ein solches von 555:925 verlangen würde.

Aus diesen beiden Beispielen kann mit Sicherheit geschlossen werden, daß in den Kristallgittern der Mineralien der Epidotgruppe, die sich durch eine sehr bemerkenswerte und kaum übertreffbare chemische Variabilität auszeichnen, die $(Si, Be, P, Al)O_4$-Tetraeder nicht isoliert sein können, sondern zu sauerstoffsparenden, höheren Verbänden zusammengefügt sein müssen, wobei alle Wahrscheinlichkeit für Kettenverbände etwa nach der allgemeinen Formel

$$^1_\infty\,(OH, F)\,(Ca, Ce, Y, Th, U, Mn, Sr, Pb, Na, K)_2$$
$$(Al, Fe, Mg, Mn, Ti, Cr)_2\,[(Si, Be, P, Al)\,(O, OH)_3]_4$$

spricht; die Möglichkeit komplizierterer Kettenverbände kann allerdings nicht ausgeschlossen werden[1].

[1] Zusatz bei der Korrektur: Durch Herrn Kollegen *H. Heritsch* (Graz) wurde ich kürzlich darauf aufmerksam gemacht, daß in dem mir in Wien nicht zugänglichen Amer. Mineral. *(32,* 1947, 309) von *T. Ito* eine erschöpfende Strukturbestimmung des Epidots veröffentlicht wurde, nach welcher bei diesem Silikat eine neuartige, komplizierte Bandstruktur $[Si_3AlO_9]^{-3}$ vorliegt, deren Bänder entlang der b-Achse verlaufen und aus 4 Einfachketten von $(Si, P, Al, Be)O_4$-Tetraedern bestehen! Dies entspricht dem Sinn meiner obigen Darlegungen.

Über den Kristallisationsverlauf in unterkühlten Schmelzen organischer Stoffgemische.

Von

A. Kofler, Innsbruck.

Mit 6 Textabbildungen.

(Eingelangt am 31. Mai 1947.)

Bei Abkühlung irgendeiner flüssigen Mischung zweier oder mehrerer Stoffe ist die Abscheidungsfolge von den Konzentrationsverhältnissen und von den Abkühlungsbedingungen abhängig. Normale Abscheidung mit einem für die jeweilige Konzentration gesetzmäßigen Gefüge tritt dann ein, wenn der Erstarrungsvorgang ohne Unterkühlung abläuft[1, 2].

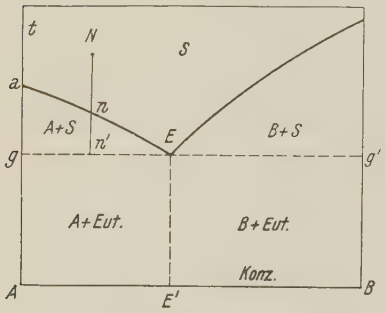


Abb. 1. Existenzgebiete bei normaler Erstarrung.

In einem Zweistoffsystem (ohne Mischkristallbildung oder Molekülverbindung) scheidet sich aus einer Mischung N der Abb. 1 bei Abkühlen auf die Temperatur n primär die Komponente A ab. Die Zusammensetzung der Schmelze ändert sich dabei unter dem entsprechenden Temperaturabfall längs der Sättigungskurve nE. In diesem Mischungsverhältnis E kristallisieren beide Komponenten *gleichzeitig*[3, 4] als sogenanntes *Eutektikum* aus. Der Erstarrungsvorgang der Mischung N läuft daher in zwei Akten ab: der primären Abscheidung von A folgt sekundär die eutektische Kristallisation. Letztere schreitet in der Schmelze mit ebener Kristallisationsfront fort wie bei einer reinen Substanz, da bei der eutektischen Zusammensetzung beide Kristallphasen die gleiche Kristallisationsgeschwindigkeit (K. G.) besitzen[3]. Man spricht daher auch von der *eutektischen Synkristallisation*[5]. Bei Mischungen auf der anderen Seite des Eutektikums verläuft die Abscheidung analog, die Primärabscheidung besteht aber aus B. Nur das eutektische Gemisch E kristallisiert in einem einzigen Kristallisationsakt. Der Vorgang gleichzeitiger Abscheidung führt zur Entwicklung eigenartiger Strukturen, die als *eutektische* bezeichnet werden[4, 6].

Bei *Unterkühlung* von Mischschmelzen kommt es zu Abweichungen von dem normalen Erstarrungsvorgang. Eine wesentliche Rolle bei der Ausscheidung im unterkühlten Zustand spielt die bei der

Kristallisation entstehende Kristallisationswärme (positive Wärmetönung vorausgesetzt).

Das Konzentrationsgebiet der Abb. 2 wird durch die Sättigungskurven a E a′ und b E b′ in vier Bereiche geteilt[7]. Der Bereich I ist an beiden Komponenten ungesättigt, II und III sind an einer Komponente übersättigt, und zwar II an A und III an B, IV ist an beiden Komponenten übersättigt, daher kann hier sowohl durch Keime von A als auch von B die Kristallisation eingeleitet werden. In diesem Konzentrationsbereich ist daher durch Unterkühlung die Möglichkeit einer abnormen Abscheidungsfolge gegeben. Wird z. B. eine eutektische Mischung E auf e unterkühlt und mit A geimpft, so scheidet sich dieses unter Temperaturanstieg so lange aus, bis die Konzentration der Restschmelze irgendwo die Sättigungskurve a E a′ (etwa 1 der Abb. 2) erreicht hat. Bei einer nun einsetzenden Kristallisation von B verschiebt sich die Konzentration der Restschmelze unter weiterem Temperaturanstieg und teilweiser Auflösung von A längs der Kurve 1 E, so daß bei Erreichen des Punktes E die Restschmelze als normales Eutektikum erstarren kann. Wird aber die Kristallisationswärme sofort abgeführt, so muß sowohl die primäre als auch die sekundäre Kristallisation bei einer tieferen Temperatur erfolgen als dem eutektischen Punkt entspricht.

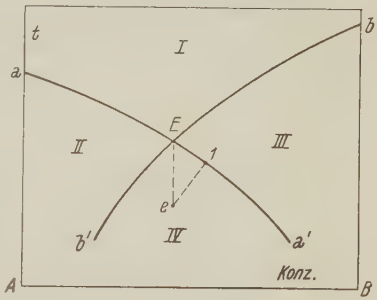


Abb. 2. Bedingungen für abnorme Abscheidung infolge Unterkühlung.

Bei Untersuchungen an organischen Mischschmelzen hat sich gezeigt, daß im unterkühlten Zustand die Abscheidung von einem neuen Faktor beeinflußt wird, und zwar von der relativ sich ändernden K. G. der Komponenten. Eine eutektische Mischung kann bei Unterkühlung nur dann gleichzeitig kristallisieren, wenn sich die K. G. der Komponenten in gleichem Maße geändert hat. Steigt aber die K. G. einer Komponente bei Unterkühlung stärker an als die anderen, so muß es zu einer anomalen Abscheidungsfolge kommen. Die Änderung der K. G. ist von dem Grad der Unterkühlung, der Diffusionsgeschwindigkeit und der Oberflächenspannung abhängig[8, 9, 10, 11]. Je nach der prozentualen Lage des eutektischen Punktes kommt den genannten Faktoren ein verschiedener Anteil bei Erhöhung der K. G. der Komponenten in unterkühlten Schmelzen zu.

Für systematische Untersuchungen der Abscheidungsfolge in unterkühlten Mischschmelzen sind organische Stoffe deshalb besonders geeignet, weil sie relativ niedrige Schmelzpunktlagen mit mehr oder weniger großer Unterkühlbarkeit verbinden. Bei den mit Hilfe unseres Heiztisches und der mikroskopischen Methoden[12, 13] durchgeführten Untersuchungen sind zur Ableitung der Kristallisationswärme keine besonderen Vorkehrungen notwendig, da bei der geringen, zwischen Objektträger und Deckglas befindlichen Substanzmenge die Kristallisationswärme nicht zur Geltung kommt.

Unsere Untersuchungen[14] an unterkühlten organischen Schmelzen ließen zweierlei Abweichungen von dem normalen Erstarrungsvorgang erkennen. Erstens ist *gleichzeitige Kristallisation* nicht mehr an eine bestimmte Konzentration gebunden, sondern erfolgt in einem mehr oder weniger *erweiterten,* temperatur- und stoffabhängigen *Konzentrationsintervall.* Zweitens hat dieses Konzentrationsintervall je nach der Stoffmischung eine gesetzmäßige Lage gegenüber dem entsprechenden eutektischen Mischungsverhältnis.

Untersuchungen über die K. G. in Schmelzen organischer Stoffgemische wurden bereits von *G. Tammann* und *A. Botschwar*[11] ausgeführt und die Feststellung gemacht, daß die eutektische Kristallisation unterkühlter organischer Mischschmelzen nicht mehr nur bei der eutektischen, sondern in einem mit steigender Unterkühlung zunächst sich ständig verbreiternden Mischungsintervall erfolgt. Bei höheren Unterkühlungsgraden wird in der Regel ein stationärer Zustand erreicht, bei dem das Intervall mit „quasi-eutektischer Kristallisation" konstant bleibt. Dieser Bereich wurde von den beiden Autoren als das „Gebiet der konstanten K. G." bezeichnet. In allen von *Tammann* und *Botschwar* beschriebenen organischen Zweistoffsystemen und in einem Dreistoffsystem wurde das Gebiet der konstanten K. G. als den eutektischen Punkt *umgebend* angeführt. Wir kommen weiter unten auf die Untersuchungen der beiden Autoren nochmals zurück.

Die eigenen systematischen Untersuchungen der Abscheidungsfolge an unterkühlten binären und ternären organischen Schmelzen führten zur Feststellung von Gesetzmäßigkeiten, die von der Natur der Komponenten- und von dem Unterkühlungsgrad abhängig sind. In früheren Arbeiten[14] wurde die Gesamtheit derjenigen Konzentrationsintervalle, die im unterkühlten Zustand gleichzeitig erstarren, also Synkristallisate liefern, als „quasi-eutektische Synkristallisationsbereiche" bezeichnet, und zwar geschah dies ohne Kenntnis der Arbeit von *Tammann* und *Botschwar*[11].

Bezüglich der Lage des quasi-eutektischen Synkristallisationsbereiches (S. B.) konnten verschiedene Verhältnisse gefunden werden, die sich in 3 Typen A, B, C einordnen lassen.

Typus A ist in Abb. 3 dargestellt; er ist der häufigste Fall und ist dadurch ausgezeichnet, daß der S. B. in mehr oder weniger großem Ausmaß total von der eutektischen Konzentration abweicht, was durch besonders rasches Ansteigen der K. G. einer Komponente gegenüber der der anderen zustande kommt. Wird ein eutektisches Gemisch E dieses Typus (Abb. 3) auf e unterkühlt und mit Keimen *beider* Komponenten geimpft, so erstarrt trotzdem das Gemisch nicht gleichzeitig, sondern die Komponente A eilt wegen ihrer bei der Unterkühlung stärker gestiegenen K. G. voraus. Während der Abscheidung von A verschiebt sich die Konzentration der Restschmelze bei gleichbleibender Temperatur nach links gegen den Punkt 1 und erreicht damit den Bereich der quasi-eutektischen Synkristallisation. In diesem Augenblick folgt als zweiter Kristallisationsakt die gleichzeitige Abscheidung von A und B als scheinbares Eutektikum. Das Erstarren der eutektischen Mischung erfolgt also in diesem Fall in 2 Akten, wie das einer untereutektischen Mischung links von E. Aber nicht nur das eutektische Gemisch, sondern auch alle weiter rechts zwischen e und 1 liegenden Mischungen kristallisieren in dieser Weise. Erst bei Erhöhung des B-Gehaltes auf die Konzentrationen 1—2 ist die K. G. von B der von A so weit angeglichen, daß Synkristallisation erfolgen kann. Gemische dieser Konzentration erstarren bei Unterkühlung auf die Temperatur von e (Abb. 3) in einem einzigen Akt als scheinbar eutektisches Kristalisat. Kühlt man das Gemisch der Konzentration 1 aber weiter auf die Temperatur des Punktes 3 ab, so eilt sofort wieder A voraus, das Gemisch erstarrt also bei dieser Unterkühlungstemperatur wieder in zwei Kristallisationsakten. Erst bei Steigerung der Konzentration von B auf den Intervall 4—5 kann sofort Synkristallisation erfolgen. Bei weiterem Sinken der Temperatur wird schließlich (wenigstens in der Regel) das „Gebiet der konstanten K. G." nach *Tammann* erreicht. Die Ausdehnung des

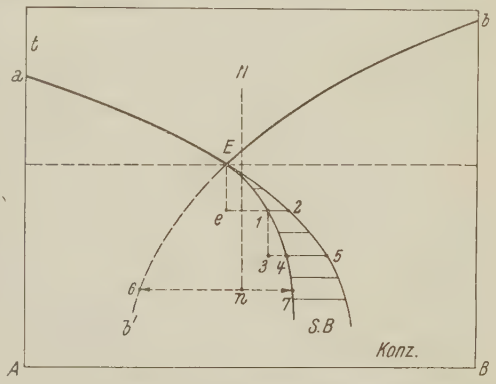


Abb. 3. Typus A des quasi-eutekt. Synkrist.-Bereiches.

S. B. ist je nach dem Stoffgemisch verschieden; im Durchschnitt entspricht der S. B. größenordnungsgemäß den in Abb. 3 dargestellten Verhältnissen, ist aber häufig größer.

Bei Typus B (Abb. 4) beschränkt sich die Abweichung des S. B. auf eine Verbreiterung des Konzentrationsintervalls nach beiden Seiten der eutektischen Konzentration. Es erstarrt daher bei solchen unterkühlten Stoffpaaren nicht nur das eutektische Gemisch, sondern auch unter- und übereutektische Schmelzen synkristallin. Bei diesem Typus umgibt das „Gebiet der konstanten K. G." tatsächlich den eutektischen Punkt. Er wurde bisher am wenigsten häufig angetroffen.

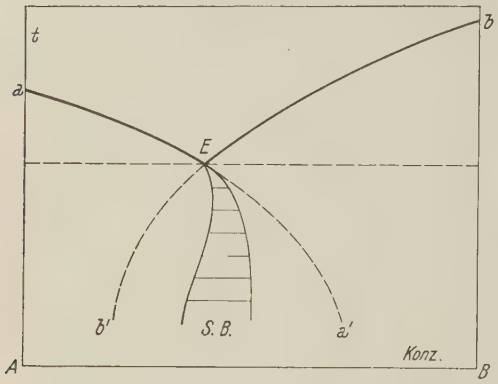


Abb. 4. Typus B des quasi-eutekt. Synkrist.-Bereiches.

Typus C (Abb. 5) stellt eine Kombination von Typus A und B dar, indem bei geringerem Unterkühlungsgrad Verhältnisse des Typus A, bei größerem die von Typus B vorliegen. Dieser Typus wurde nach Typus A am häufigsten gefunden. Natürlicherweise gibt es zwischen den 3 Typen alle Übergänge.

Einige Vertreter der genannten Typen seien hier angeführt[14].

Typus A: Azobenzol: α-Naphtol, Naphthalin : α-Naphthol, Azobenzol : Benzil, 1,3-Dinitrobenzol : Benzil, Acetanilid : Benzil, α-Trinitrotoluol : Pentaerythrittetranitrat, Diphenylamin : α-Naphthol, Ammoniumnitrat : Äthylendiamindinitrat, Acenaphthen : Sulfonal, Benzil : 2,4-Dinitrophenol.

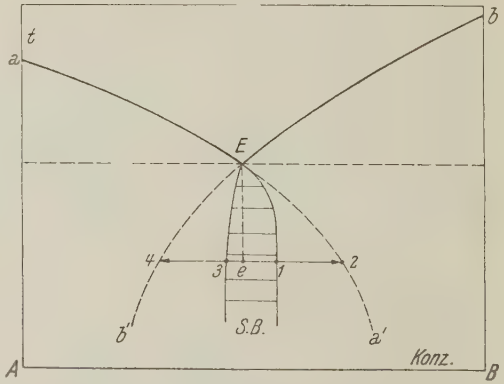


Abb. 5. Typus C des quasi-eutekt. Synkrist.-Bereiches.

Typus B: Acenaphten: Benzil, Pyramidon : Sulfonal.

Typus C: 2,4-Dinitrophenol : Acetanilid, Azobenzol : Acenaphthen; 2,4-Dinitrophenol : Anthracen.

Bei *Dreistoffgemischen* ist die Lage des ternären S. B. von dem Verhalten der zugehörigen binären S. B. abhängig. Auch hier lassen sich die drei oben beschriebenen Typen A, B und C erkennen, wobei Typus A bisher am häufigsten angetroffen wurde.

In Abb. 6 sind die Verhältnisse an dem Dreistoffsystem 2,4-Dinitrophenol : Acetanilid : Benzil dargestellt. Als Koordinaten des

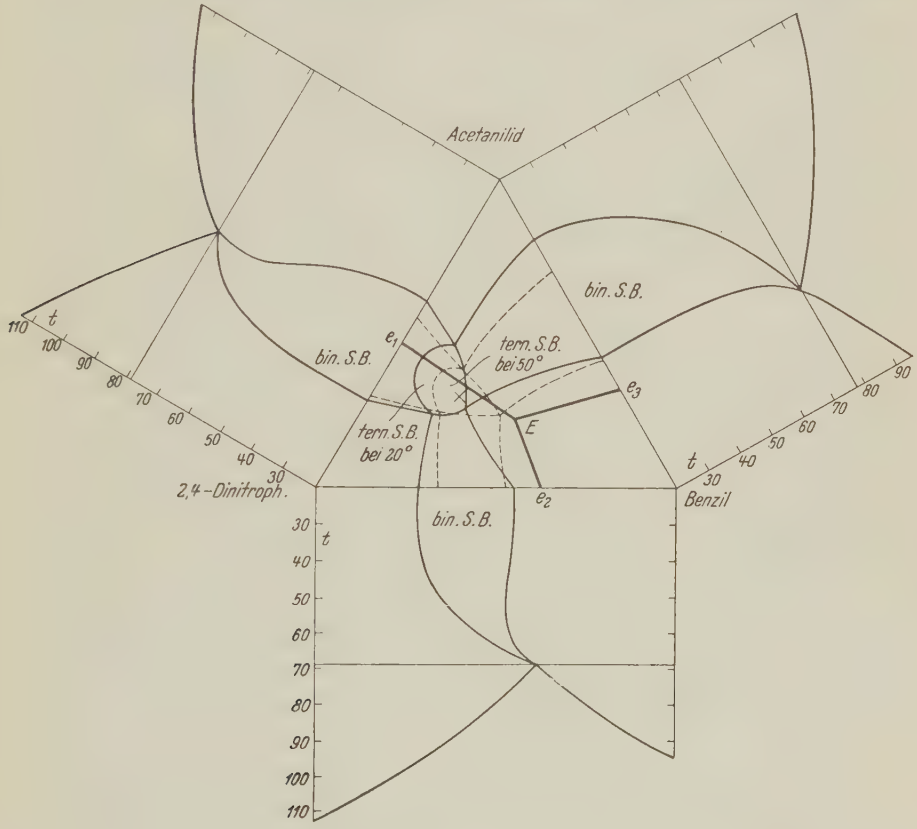


Abb. 6. 2,4-Dinitrophenol : Acetanilid : Benzil, tern. und bin. Synkrist.-Bereiche; ternärer Punkt nach Tammann und Botschwar.

ternären Punktes wurde bei unseren Untersuchungen 45% Benzil, 33% Dinitrophenol, 22% Acetanilid und 60° gefunden[15]. Die binären S. B. setzen sich im Dreistoffsystem als gebirgartige Räume fort, deren Kämme von der Kurve der binären eutektischen Kristallisation gebildet werden, während die Basisflächen von dem Unterkühlungsgrad abhängig sind.

Im Konzentrationsdreieck der Abb. 6 sind die S. B. bei Unterkühlung auf 20° mit ausgezogenen Linien, die bei geringerer Unterkühlung auf 50° mit gestrichelten Linien eingetragen. Der Raum, in dem sich die binären S. B. überschneiden, entspricht dem *ternären S. B.* Er besitzt im vorliegenden Fall die Form eines *Hornes,* dessen Spitze von dem ternären eutektischen Punkt gebildet wird. Aus der Abb. 6 ist zu ersehen, daß schon bei geringer Unterkühlung um 10° der ternäre S. B. außerhalb des ternären Punktes liegt und bei stärkerer Unterkühlung auf Raumtemperatur ziemlich weit gegen niedrigere Konzentrationen von Benzil verschoben ist; es liegt daher ein Typus A des ternären S. B. vor.

Ein ähnliches Verhalten wurde auch im Dreistoffsystem Azobenzol : Acenaphthen : Benzil gefunden[13, 16].

Wie bereits oben erwähnt wurde, haben *Tammann* und *Botschwar*[11] das „Gebiet der konstanten K. G." als den eutektischen Punkt *umgehend* beschrieben, so daß also die von den beiden Autoren beschriebenen Zweistoffsysteme Acetanilid : 2,4-Dinitrophenol und Azobenzol : Benzil sowie das Dreistoffsystem Acetanilid : 2,4-Dinitrophenol : Benzil dem Typus B oder C zuzuordnen wären. Dies ist nur zum Teil richtig. Nach unseren Untersuchungen gehört das System 2,4-Dinitrophenol : Acetanilid dem Typus C. Azobenzol : Benzil sowie das erwähnte Dreistoffsystem aber dem Typus A an. Der Irrtum ist zum großen Teil darauf zurückzuführen, daß von *Tammann und Botschwar unrichtige* Werte für die eutektischen Punkte angegeben wurden, denn das Eutektikum von Azobenzol : Benzil liegt nicht bei 45%, sondern bei 38% Benzil; im Dreistoffsystem sind die Koordinaten des ternären Punktes nicht 25% Benzil, 45% Dinitrophenol und 30% Acetanilid[11], sondern 45% Benzil, 33% Dinitrophenol und 22% Acetanilid (Abb. 6).

Es ist anzunehmen, daß die bei organischen Stoffpaaren beobachtete Erscheinung der Abweichung des S. B. und dessen spezifisches Verhalten auch bei anderen Stoffklassen von Bedeutung ist, insbesondere bei Substanzen, die zur Unterkühlung neigen wie z. B. bei den *Silikaten.* Von diesem Gesichtspunkt aus wäre auch die bekannt wechselnde Zusammensetzung der als Schriftgranit bezeichneten eutektischen Mischung von Quarz-Feldspat zu beleuchten. So gibt *Gäckel*[17] bei Untersuchungen des Schriftgranits von Ringebaker auf Bornholm und von Lysekit in Schweden „trotz gleich guter Ausbildung der Eutektikumsstruktur" schwankende Mengenverhältnisse von Quarz und Feldspat an, die zwischen 20% und 38·5% Quarzgehalt liegen. Dieses Intervall bewegt sich größen-

ordnungsgemäß in mit organischen Stoffen durchaus vergleichbaren Grenzen.

Auch in wenig unterkühlbaren Stoffklassen, z. B. bei Metallen, sind Ausscheidungsanomalien, die in Beziehung zu rascher Abkühlung stehen, schon länger bekannt, wie z. B. bei einigen Legierungen des Aluminiums[18, 19]. In einer vor kurzem erschienenen Arbeit von *Scheil*[10] wird die normale und anomale eutektische Kristallisation metallischer Stoffe behandelt und folgende fünf Eutektika mit anomaler eutektischer Kristallisation besonders hervorgehoben. Eisen : Kohlenstoff (Graphit), Aluminium : Silizium, Aluminium : Al_3Fe, Zink : Zn_3Sb_2 und Blei : Silber. Bei diesen Stoffpaaren scheidet sich ein rasch abgekühltes eutektisches Gemisch nicht synkristallin ab, sondern zeigt eine „Verschiebung des eutektischen Punktes" *(E. H. Dix*[20]*)*. Verglichen mit den Beobachtungen an organischen Stoffen sind die genannten fünf metallischen Systeme dem Typus A zuzurechnen, nur betragen die Abweichungen hier nur unter einem bis wenige %.

In der bereits erwähnten Arbeit von *Scheil*[10] wird auch auf die bei Legierungen bekannte Erscheinung der *Hofbildung* näher eingegangen. Bei der Hofbildung findet man Primärkristalle einer Komponente von einem Hof der anderen umgeben und erst in den Zwischenräumen letzterer ein eutektisches Kristallisat. Die Erscheinung der Höfe wurde von *Jiraud*[21] durch Unterkühlung erklärt. *Lamplough* und *Scott*[22] lehnten aber die Unterkühlungstheorie auf Grund experimenteller Untersuchungen ab. *Tammann* und *Botschwar*[23] hielten aber die Gründe für die Ansicht der beiden genannten Autoren nicht für stichhältig. Nach *Tammann* verarmt während der Kristallisation die Schmelze neben den primären Kristallen an der Komponente, die eine kleinere Diffusionsgeschwindigkeit besitzt, was zur Bildung eines Hofes der zweiten Komponente führt. Weitere Untersuchungen von *Botschwar* und *Gorew*[24] kamen zu dem Ergebnis, daß nur eine der beiden Komponenten einen Hof um die andere zu bilden vermag.

Bei unseren Untersuchungen an organischen Stoffgemischen wurde ebenfalls die Erscheinung der *Hofbildung* beobachtet[14 II] und zwar im Zusammenhang mit der *Unterkühlung* und mit der Art der *Keimbildung*. Bei Betrachtung der drei Typen des S. B. stellt sich die Hofbildung in Abhängigkeit von der Art der ersten Keimbildung in folgender Weise dar.

Bei Typus A scheiden eutektische sowie alle übereutektischen Gemische bis zur linken Begrenzung des S. B. bei Impfung mit A dieses so lange aus, bis die sich nach rechts verschiebende Konzentration der Restschmelze die Sättigungskurve (A E a′ der Abb. 2)

erreicht hat. Da bei Typus A der S. B. meist über die Sättigungskurve hinausreicht, befindet sich die Konzentration der Restschmelze innerhalb des S. B. Eine sekundär ausgeführte Impfung mit B wird daher in der Restschmelze sofortige Synkristallisation hervorrufen, so daß es zu keiner Hofbildung kommen kann. Werden aber dieselben Mischungen, z. B. N der Abb. 3 bei Unterkühlung auf n zuerst mit B geimpft, so ändert die Restschmelze ihre Zusammensetzung gegen links, maximal bis zum Punkt 6 der Sättigungskurve b E b'. Eine jetzt vorgenommene Impfung mit A findet eine Konzentration vor mit sehr viel größerer K. G. der Komponente A, diese wird daher sehr rasch abgeschieden. Da natürlicherweise die nächste Umgebung der B-Kristalle die größte Anreicherung an A erfahren hat, bildet sich zunächst ein Hof von A um B. Die synkristalline Erstarrung der Restschmelze erfolgt erst bei Verschiebung der Konzentration zurück nach rechts bis zum S. B. (7 der Abb. 3).

Betrachten wir einen Typus B, so kann unter den entsprechenden Bedingungen sowohl A als B einen Hof um die andere Komponente bilden. Voraussetzung ist, daß ein entsprechender Abstand der Grenzen des S. B. von den Sättigungskurven a E a' und b E b' vorhanden ist. Eine eutektische Mischung bis e unterkühlt und mit A geimpft (Abb. 4), scheidet A aus unter Konzentrationsverschiebung der Restschmelze über 1 hinaus gegen den Punkt 2 der Sättigungskurve a E a'; eine nun erfolgende Impfung mit B findet eine Konzentration mit größerer K. G. von B vor; dieses wird daher zunächst rascher und als Hof um A kristallisieren, bis die Restschmelzenkonzentration wieder den S. B. erreicht hat. Impft man dasselbe Gemisch bei e zuerst mit B, so kann sich der beschriebene Erstarrungsvorgang analog, aber seitenverkehrt abspielen, indem sich die Konzentration der Restschmelze zuerst gegen 3 und maximal bis 4 der Abb. 4 verschiebt. Eine jetzt vorgenommene Impfung mit A findet Verhältnisse mit größerer K. G. für A vor, es entsteht daher ein Hof von A um B und hinterher erst das Synkristalisat. Es besteht daher bei Typus B für beide Komponenten die Möglichkeit, einen Hof um die andere zu bilden. Eine Einschränkung bedeuten aber zwei Umstände. Erstens kann die Kristallisation nicht immer willkürlich geleitet werden; häufig ist die Keimbildung einer Komponente stark bevorzugt und bei Unterkühlung kaum zu unterdrücken, so daß auch hier nur eine Komponente einen Hof bildet. (Wie weit die Beimengung einer dritten Substanz eine bestimmte Keimbildung herabsetzen kann, ist noch nicht systematisch untersucht.) Zweitens liegt auch bei Typus B eine Grenze des S. B. nicht selten in der Nähe einer Sättigungsgrenze, so daß ähnlich wie bei Typus A nur Hofbildung einer Komponente möglich ist.

Bei Typus C hängt die Art der Hofbildung natürlicherweise von dem Unterkühlungsgrad ab.

Das Auftreten eines der drei Typen ist an verschiedene Faktoren gebunden. Eine wesentliche Rolle spielt die spezifische K. G. der Komponenten und ihr Verhalten bei steigender Unterkühlung. Bei annähernd gleichartiger K. G. zeigt sich nicht selten die Tendenz einer Verschiebung des S. B. zu mittleren Konzentrationen.

Die Struktur quasi-eutektischer Synkristallisate ist der wirklicher Eutektika analog, denn es liegt ein und derselbe Mechanismus der Kristallisation vor. Bei organischen Stoffgemischen stehen dendritische oder sphärolithische Eutektika im Vordergrund, und zwar bewirken in der Regel geringere Unterkühlungsgrade dendritische, höhere Unterkühlungsgrade sphärolithische Anordnung der Komponenten.

Der Feinheitsgrad der quasi-eutektischen Kristallisate ändert sich mit dem Unterkühlungsgrad und zwar nimmt mit sinkender Temperatur die Feinheit der Kristallfäden zu, was von *Tammann* und *Botschwar*[10] bei verschiedenen Unterkühlungsgraden gemessen wurde. In vielen Fällen ist die Struktur bei Kristallisation bei Raumtemperatur so fein, daß eine Auflösung in zwei Phasen auch im Mikroskop nicht möglich ist. Besonders Eutektika, die bei hohen Konzentrationen einer Komponente liegen (wie es bei Stoffpaaren mit großer Schmelzpunktdifferenz häufig der Fall ist) verlieren die Auflösbarkeit quasi-eutektischer Synkristallisate schon bei relativ geringer Unterkühlung. Daß bei solchen Stoffpaaren die Verteilung der nur in geringer Menge im Eutektikum vohandenen höher schmelzenden Komponente in den Synkristallisaten oft außerordentlich fein ist, kann man auch bei nachfolgenden Schmelzversuchen erkennen. Solche Synkristallisate scheinen nämlich bei Erreichung der eutektischen Temperatur vollständig durchzuschmelzen, da die übrigbleibende, höher schmelzende Komponente einen so hohen Dispersitätsgrad besitzt, daß sie auch im Mikroskop im Augenblick des eutektischen Schmelzens nicht wahrgenommen werden kann. Erst nach mehreren Sekunden tritt infolge Kornvergröberung eine Trübung ein, so daß das Vorliegen einer Suspension erkannt werden kann. Dieser Umstand hat bei Bestimmungen im Kapillarröhrchen mitunter zu Irrtümern geführt.

Eine häufige Begleiterscheinung der quasi-eutektischen Synkristallisation organischer Stoffe ist das Auftreten von Faserdrillung. In der Regel lassen sich auch hier bestimmte Gesetzmäßigkeiten des Drillungsvermögens im Sinn der Ergebnisse von *Bernauer*[24] verfolgen. Eingehende Untersuchungen an fasergedrillten Synkristallisaten stehen noch aus.

Literatur.

1. *G. Tammann,* Heterogene Gleichgewichte, Braunschweig 1926. — 2. *R. Vogel,* Die heterogenen Gleichgewichte, Leipzig 1937. — 3. *R. Vogel,* Z. anorg. Chem. *76,* 425 (1912). — 4. *F. L. Brady,* I. Inst. Met. *28,* 369 (1922); Engineering, 20. Okt. 1922, 474. — 5. *H. Seifert,* Die anomalen Mischkristalle I, S. 348, Berlin 1937. — 6. *M. Straumanis* u. *N. Brakšs,* Z. physik. Chem. B 30, 115 (1935); *38,* 140 (1938). — 7. *W. Meyerhoffer,* Z. Krist. u. Min. *36,* 593 (1902). — 8. *G. Tammann,* Z. Metallk. *25,* 236 (1933). — 9. *A. Papapetrou,* Z. Krist. *92,* 89 (1935). — 10. *E. Scheil,* Metallforschung *1,* 1 (1946). — 11. *G. Tammann* u. *A. Botschwar,* Z. anorg. Chem. *137,* 27 (1926). — 12. *L. Kofler,* Mikromethoden zur Kennzeichnung organischer Substanzen. Beih. Nr. 46 z. d. Zeitschr. d. V. D. Ch. 1942. — 13. *L.* u. *A. Kofler,* Mikromethoden zur Kennzeichnung organischer Stoffe und Stoffgemische. Universitätsverlag Wagner, Innsbruck 1948. — 14. *A. Kofler,* I. B 76, 391 (1943); II 77, 110 (1944); III. Monatsh. f. Chem. *78,* 58 (1948). — 15. *A. Kofler,* Z. Elektrochem. *51,* 38 (1945). — 16. *A. Kofler,* Monatsh. f. Chem. *78,* 58 (1948). — 17. *E. Gäckel,* Die strukturelle Bedingtheit und Kinematik des schriftgranitischen Kristallwachstums. Dissertation 1931, Greifswald. — 18. *V. Fuß,* Metallographie des Aluminiums und seiner Legierungen, Berlin 1934. — 19. *R. Mitsche* u. *M. Niessner,* Angewandte Metallographie, Leipzig 1939. — 20. *E. H. Dix,* Proc. A. S. T. M. 25, 120 (1925). — 21. *Jiraud,* Rev. Metallurgie *4,* 297 (1905). — 22. *Lamplough u. Scott,* Proc. Roy. Soc. A *90,* 600 (1914). — 23. *G. Tammann* u. *A. Botschwar,* Z. anorg. Chem. *178,* 325 (1929). — 24. *A. Bernauer,* Gedrillte Kristalle, Forschungen zur Kristallkunde, Borntträger, Berlin 1929.

Verwertungsmöglichkeiten des Schwingungsnetzes optisch zweiachsiger Kristalle bei orthoskopischen Untersuchungen.

Von

H. Tertsch, Wien.

Mit 6 Textabbildungen.

(Eingelangt am 16. Juni 1947.)

F. Becke (1) hat mit Hilfe des von ihm geschaffenen Begriffes der „Skiodromen" in klarster und überzeugendster Weise das Zustandekommen, Aussehen und Verhalten der Isogyren in den konoskopischen Bildern doppelbrechender Kristalle darzustellen vermocht, und konnte darauf seine geistvolle und so außerordentlich erfolgreiche Methode der Achsenwinkelbestimmung optisch zweiachsiger Kristalle aufbauen und ausgestalten (2). Die Skiodromen sind bekanntlich nichts anderes als die orthogonale Projektion der Schwingungsellipsen, bzw. Schwingungskreise doppelbrechender Kristalle auf die Schnittebene des konoskopischen Bildes[1]. Die Schwingungsellipsen ihrerseits stehen wieder mit den von *A. Beer* (3) eingeführten „Geschwindigkeitsellipsen (-Kreisen)" doppelbrechender Körper in dem einfachen Zusammenhange, daß die Schwingungsrichtungen in jedem Punkt der Kugelellipsen „gleicher Geschwindigkeit" auf der Ellipsenkurve senkrecht stehen, also gleichfalls ein System von Kugelellipsen bilden. Bei optisch einachsigen Kristallen ergibt sich damit auf der Kugel ein Schwingungsnetz, das in den durch die optische Achse gehenden „Meridiankreisen", bzw. in den für jeden Punkt (Strahlenrichtung) dieser Kreise geltenden Tagenten, die Schwingungsrichtungen des außerordentlichen Strahles und in den „Parallelkreisen" jene des ordentlichen Strahles darbietet. Bei den optisch zweiachsigen Kristallen tritt nun sozusagen eine Spaltung der optischen Achse in zwei divergierende Äste ein und die ursprünglich nur auf die Einzelachse bezogenen Meridian- und Parallel-*Kreise* werden nun entsprechend zu „Meridian"- und „Parallel- (bei *F. Becke* „Äquatorial"-) *Ellipsen,* die alle konfokal sind, mit den Achsenrichtungen als Brennpunkten und

[1] Für optisch einachsige Kristalle werden die Schwingungsellipsen zu Schwingungskreisen.

— wie bei dem Schwingungsnetz einachsiger Kristalle — gegenseitig aufeinander senkrecht stehen[1].

Durch die Lage der optischen Achsen und damit der Achsenebene und der Mittellinien ist für jede Durchstrahlungsrichtung im Kristall die Lage der Schwingungsrichtungen *eindeutig* festgelegt und kommt in der Bestimmung des Auslöschungswinkels bei orthoskopischen Untersuchungen zum Ausdruck[2]. *J. Fresnel,* dem wir in erster Linie die völlige Klärung der optischen Verhältnisse doppelbrechender Kristalle verdanken, gab eine einfache Konstruktion an, für jede Strahlenrichtung im Kristall das Schwingungskreuz der in dieser Richtung austretenden Strahlen zu ermitteln, eine Methode, von der in ungezählten Fällen immer wieder Gebrauch gemacht wird. Damit kann das Schwingungsnetz optisch zweiachsiger Kristalle für jede optische Orientierung leicht abgeleitet und mit den meßbaren Auslöschungswinkeln in Beziehung gebracht werden.

Die *Fresnel*sche Konstruktion setzt nun die Kenntnis der Achsenlage, d. h. der optischen Orientierung nach Achsenebene und Mittellinien *und* der Größe des Achsenwinkels 2 V voraus. Während aber die Lage der Achsenebene und der ersten Mittellinie für die Kristalle oft gut bekannt ist oder verhältnismäßig leicht festgestellt werden kann, fehlt vielfach die Kenntnis des Achsenwinkels, d. h. die Kenntnis der Lage der optischen Achsen selbst. Aber gerade diese Kenntnis ist für die *Fresnel*sche Konstruktion durchaus unerläßlich. Es liegt nun die Frage nahe, ob es nicht umgekehrt möglich wäre, aus der gemessenen Auslöschungslage mehrerer, *kristallographisch bekannter* Schnittrichtungen eines Kristalles unter Zugrundelegung der engen Beziehungen zwischen Auslöschung und Achsenlage letztere zu ermitteln.

Rein mathematisch läßt sich diese Umkehrungsaufgabe lösen, ist aber so umständlich und schwierig, daß praktisch von dieser Möglichkeit kaum jemals Gebrauch gemacht wurde. Leichter gelingt dies für bestimmte Fälle auf graphischem Wege[3]. Eine allgemeine, praktische Lösung dieser Umkehrungsaufgabe ist dagegen nicht bekannt. Gleichwohl liegt der Wunsch nahe, einmal die Grundlagen festzulegen, auf denen eine solche, wenigstens ange-

[1] Die „Meridianellipsen", die nach *Beer* den „Geschwindigkeitsellipsen zweiter Art" entsprechen, umziehen den stumpfen Achsenwinkel (180—2 V), die „Parallelellipsen" („Äquatorialellipsen"), den *Beerschen* „Geschwindigkeitsellipsen erster Art" entsprechend, den spitzen Achsenwinkel 2 V.

[2] Hinsichtlich der mathematischen Beziehungen von Achsenwinkellage und Auslöschung vgl. *Rosenbusch-Wülfing* (4) S. 253 ff.

[3] Ein rechnerischer Versuch dieser Art wurde schon 1906 in (5) S. 478 vorgelegt, eine Form der graphischen Lösung, auf die hingewiesen sein möge, wurde in (6) veröffentlicht.

näherte, graphische Lösung möglich wird. Diese Grundlagen sind in dem Schwingungsnetz optisch zweiachsiger Kristalle gegeben.

Zur Erleichterung des Vergleiches aller in Betracht kommenden Fälle, wollen wir dazu von einer *„Normallage"* des Schwingungsnetzes optisch zweiachsiger Kristalle ausgehen, die dadurch gegeben ist, daß die Mittellinie γ (für optisch positive *und* negative Kristalle) in dem Mittelpunkt einer stereographischen Projektion des Schwingungsnetzes liegt. Die Achsenebene entspräche dem Äquator eines *Wulff*schen Netzes, die optische Normale β tritt dann an den beiden Polen dieses stereographischen Netzes aus, die Mittellinie α findet sich in den Enden des Äquatorialdurchmessers. In der Achsenebene (Äquator) werden nun die beiden Achsenrichtungen jeweils unter dem Winkel V gegen die Mittellinie γ eingetragen[1]. Es ist nun außerordentlich leicht, für jede beliebige Strahlenrichtung, d. h. für jeden beliebigen Punkt der stereographischen Projektion bei bekanntem 2 V das zugehörige Schwingungskreuz zu konstruieren, also das Schwingungsnetz festzustellen. Es leuchtet ein, daß die in zwei oder mehreren, kristallographisch, also in bezug auf die optische Orientierung bekannten Richtungen gemessenen Auslöschungswinkel untereinander in eindeutiger Beziehung stehen müssen. Demnach muß es möglich sein, aus den gemessenen Auslöschungen in verschiedenen kristallographischen Richtungen einen Rückschluß auf die Größe 2 V ziehen zu können.

Da die Strahlenrichtung nicht nur kristallographisch, sondern auch in bezug auf die optische Orientierung gegeben sein muß, ist es klar, daß diese bekannt sein muß, ehe die graphische Lösung der Aufgabe, aus mehreren bekannten Auslöschungsmessungen den Achsenwinkel zu erschließen, versucht werden kann. Es muß also *kristallographisch die Lage der Achsenebene und der Mittellinie γ gegeben sein.* Bei *rhombischen* Kristallen geben die konoskopischen Bilder der Endflächen raschen Aufschluß über diese Frage, denn die Richtungen der Mittellinien und der optischen Normale sind ja an die rhombischen Kristallachsen gebunden. Schwieriger wird es, bei den monoklinen oder gar bei den triklinen Kristallen diese Grundbedingung zu erfüllen. Für *monokline* Kristalle ist die Lage der Achsenebene auf zwei Möglichkeiten beschränkt. Entweder sie liegt *in* der Symmetrieebene und die optische Normale entspricht der y-Achse, oder sie liegt *senkrecht* zur Symmetrieebene, so daß eine der beiden Mittellinien mit der y-Achse zusammenfällt. Die Lage der beiden anderen optischen Hauptrichtungen ist dagegen

[1] Für alle optisch negativen Kristalle ist natürlich der Winkel 2 V um γ größer als 90^0 und ein 2 V g $= 180^0$ entspricht einem optisch *einachsigen,* negativen Kristall mit der optischen Achse in der Richtung α.

nicht gegeben. Im *triklinen* System fehlt jede feste Beziehung der optischen zu der kristallographischen Orientierung.

Bei monoklinen Kristallen kann nun die Beobachtung und Bestimmung der Auslöschungsschiefe auf der Längsfläche 010 gegenüber der Vertikalachse z die nötigen Grundlagen geben. Liegt die Achsenebene parallel der Symmetrieebene, dann ist mit Feststellung der Auslöschungsrichtung γ' gegenüber der Vertikalachse auch gleichzeitig die Lage von γ in der Symmetrieebene gegeben. Und liegt die Achsenebene senkrecht zur Symmetrieebene, so ist aus der Optik von 010 ihre Lage, und damit auch die Lage von γ (und α) im Verhältnis zur z-Achse des Kristalles bestimmt.

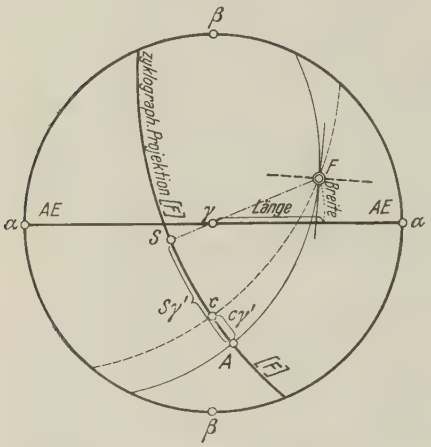


Abb. 1. Optische Normallage mit Einzeichnung der gemessenen Auslöschung (cγ'. und der absoluten »Auslöschung (Sγ')«.

Für trikline Kristalle muß allerdings anderweitig die Lage der Achsenebene und von γ bekannt sein, soll die im folgenden dargestellte Lösung durchführbar sein[1].

Es ist nun unerläßlich, die kristallographisch festgelegten Auslöschungsrichtungen in einzelnen Kristallplatten auf die durch die Achsenebene und γ bestimmte optische Orientierung zu beziehen, d. h. die durch die Messung gegebenen Auslöschungswerte („Auslöschungswinkel") sind *nicht ohne weiters* zur Festlegung des zugrundeliegenden Schwingungsnetzes verwendbar, sondern müssen erst *auf die optische Orientierung in der „Normallage" umbestimmt* werden. Es können also *nicht* die gemessenen, „wahren" Auslöschungswinkel (z. B. c γ') verwendet werden, sondern die daraus sich ergebenden *„absoluten" Auslöschungswinkel* (S γ') an Stelle des Winkels zwischen dem wahren γ und der Auslöschungsrichtung γ'.

[1] Es muß nachdrücklichst darauf hingewiesen werden, daß die Verwendung des Universal-Drehtisches zur Einstellung des Kristalles in die Strahlenrichtung α, β oder γ es *nicht* gestattet, ohne Fälschung die kennzeichnende Auslöschung z. B. in der Richtung γ gegenüber Spaltrissen oder anderen kristallographischen Merkzeichen zu bestimmen. Die durch Drehung des Präparates aus seiner Ebene heraus (Verwendung der H-Achse des *Fedorow*-Tisches) entstehenden Fehleinstellungen können unter Umständen sehr bedeutende Werte erreichen. Eine „Verbesserung der Schnittlage" für *orthoskopische* Beobachtungen ist jedenfalls mit dem *Fedorow*schen Drehtisch *nicht möglich*. Vgl. hiezu die ausführliche Darstellung in (7).

Diese notwendige Umlegung erfolgt mit dem *Wulff*schen Netz sehr einfach. Nehmen wir an, es sei in der gegebenen Fläche F ein Winkel $c\gamma'$ gemessen worden[1]. Es gilt nun, diesen Winkel ungeändert in die neue Projektion zu übertragen, worin Achsenebene und γ die eingangs geschilderte „Normallage" besitzen. Dazu muß γ in die Mitte der Projektion gedreht werden und alle Richtungen am Kristall müssen diese Drehung mitmachen. Um dies, unbeschadet der gemessenen Auslöschungsgröße, durchführen zu können, wird man die zyklographische Projektion des Flächenpoles F (also den dazugehörigen, polaren Großkreis) konstruieren und in diesem die Lage der Kante (Zonenachse) (z. B. c) einzeichnen. Wird nun in der zyklographischen Projektion der Winkel $c\gamma'$ nach der richtigen Seite abgesteckt, so gibt die Tangente des durch den so gewonnenen Punkt A und den Flächenpol F gelegten Großkreises, in F den gemessenen Auslöschungswinkel gegen c (vgl. auch in [6]).

Bei der Umwälzung der Projektion in die optische Normallage wird selbstverständlich auch die zyklographische Projektion von F und darin der gemessene Auslöschungswinkel (-Bogen), bzw. die Punkte c und A in eine neue Lage gebracht, ohne daß er dabei verändert würde. Da der Punkt c bei monoklinen und triklinen Kristallen fallweise gegenüber der optischen Orientierung verschieden gelagert ist, erscheint es zweckmäßig, einen neuen Fixpunkt an Stelle von c zu wählen, der durch die optische Orientierung allein bedingt ist. Als solchen verwendet man zweckmäßig den *Scheitel* (S) der zyklographischen Projektion von F, den man einfach erhält, wenn man in der Normallage von F aus durch γ (Mittelpunkt der Projektion) eine Gerade zieht, die die zyklographische Projektion in S schneidet. (Abb. 1.)

Der nach Umwälzung der Projektion aus $c\gamma$ bestimmte Winkel $S\gamma'$ (SA) wird als die *absolute Auslöschung* bezeichnet[2].

Diese aus der Auslöschungsbestimmung gewonnene Größe $S\gamma'$ und die Lage der Fläche F (nach Umwälzung in die optische Normallage) stehen in einem strengen Zusammenhange insofern, als nur ein bestimmter Achsenwinkel $2V\gamma$ mit der absoluten Auslöschung $S\gamma'$ und der neuen Flächenlage F vereinbar ist. Es muß also aus diesen Größen der zugrundeliegende Achsenwinkel zu ermitteln sein.

Zur Durchführung dieser Aufgabe wurde für verschiedene Punkte der stereographischen Projektion in der Normallage und für verschiedene Größen des Achsenwinkels $2V\gamma$ die *Fresnel*sche Konstruktion mit möglichster Genauigkeit durchgeführt und damit die Winkel $S\gamma'$ bestimmt. Da das Schwingungsnetz in der Normallage eine disymmetrische Projektion liefert, genügt es, diese Aufgabe für einen Quadranten der stereographischen Projektion durch-

[1] Es sei daran erinnert, daß im allgemeinen die Richtung γ' *nicht* zu der Mittellinie γ führt, durch die Bestimmung von $c\gamma'$ also die Lage der Mittellinie noch nicht gegeben ist.

[2] Eigentlich ist das kein Auslöschungswinkel, sondern eine rein konstruktive Größe, die dem Abstand der Projektion der Mittellinie γ auf die zyklographische Projektion von F von dem tatsächlich aus der Messung stammenden Punkt A entspricht.

zuführen. Dabei ist zu beachten, daß für sämtliche Projektionspunkte (Strahlenrichtungen), die in den drei Hauptebenen der Indikatrix liegen, also in den Ebenen $\alpha\,\beta$, $\beta\,\gamma$ und $\alpha\,\gamma$, der S γ'-Winkel Null werden muß, d. h. keine meßbaren Winkel S γ' vorliegen[1].

Innerhalb des durch diese Großkreise eingeschlossenen Quadranten ist die Beziehung der Auslöschungsgröße für einzelne Strahlenrichtungen zu dem Achsenwinkel 2 V γ sehr verschieden deutlich, am besten in nicht allzugroßem Winkelabstand zur Achsenebene.

Zwecks Gewinnung einer Übersicht über die hier maßgebenden Beziehungen wurden innerhalb des Quadranten einige, möglichst gleichmäßig über das Feld verteilte Punkte (Strahlenrichtungen) ausgewählt, und für diese die *Fresnel*sche Konstruktion durchgeführt. Die Einzelpunkte sind, wie bei dem Gradnetz der Erde, durch „Länge" und „Breite" eindeutig gegeben. Die „Länge" wurde dabei vom Poldurchmesser des *Wulff*schen Netzes als Nullmeridian, die „Breite" (Parallelkreise) vom Äquator aus gezählt, so daß man mit den Meridian- und Parallelkreisen des *Wulff*schen Netzes, in der Normallage den gesuchten Punkt sofort festlegen kann.

Für die niedrigen Breiten 10°, 20° und 30° wurden Punkte gewählt, deren Längenabstände je 10° betragen. Für die Breiten 40° und 50° kamen Punkte mit den Längen 15°, 30°, 45°, 60° und 75° zur Verwendung, bei den Breiten 60° und 70° Punkte mit den Längen 20°, 45° und 70° und endlich bei der Breite 80° nur mehr Punkte mit den Längen 30° und 60°. Diese Auswahl ergab sich dadurch, daß die gesuchte Beziehung zwischen der absoluten Auslöschung S γ' und dem Achsenwinkel schon in ziemlich großem Winkelabstand von der optischen Normale β (Pol des Netzes) sehr undeutlich und praktisch kaum mehr verwendbar wird. Ebenso blieben Streifen von je 10° Winkelbreite beiderseits der Ebenen $\gamma\,\beta$ und $\alpha\,\beta$ unberücksichtigt, da in diesen Bereichen die S γ'-Werte der Null sehr nahe liegen und sich für die einzelnen Achsenwinkel von 20° bis 180° kaum deutlich unterscheiden lassen.

Die nachstehenden Tabellen geben die Zahlen für die S γ'-Werte in allen gewählten 42 Punkten je nach der Größe des Achsenwinkels 2 V γ (von 20° bis 180°), soweit sie sich mittels der *Fresnel*schen Konstruktion bestimmen lassen[2].

---

[1] Es sei daran erinnert, daß für Strahlenrichtungen *in* der Achsenebene $\alpha\,\gamma$ (Punkte auf dem Äquator der Projektion) alle jene, die zwischen γ und einem Achsenpol liegen für γ' eine Schwingungsrichtung *senkrecht* zur Achsenebene, alle zwischen der Achse und α liegenden Strahlenrichtungen dagegen für γ' eine Schwingungsrichtung *in* der Achsenebene aufweisen, ein Verhalten, das ja bekanntlich dazu dient, auf einfache Weise in der 45°-Stellung des konoskopischen Achsenbildes optisch positive und optisch negative Kristalle zu unterscheiden.

[2] Halbe Grade lassen sich bei der Konstruktion mit Hilfe des *Wulff*schen Netzes noch recht gut unmittelbar konstruieren; Viertelgrade sind geschätzt und die Angabe von Achtelgraden ergibt sich aus dem Kurvenverlauf, wenn die konstruierten, zusammengehörigen Werte zu Kurven verbunden werden.

In den Abb. 2 bis 6 sind die für die Breiten 10^0 bis 50^0 ermittelten $S\gamma'$-Werte eingetragen und die den einzelnen Achsenwinkeln

Tabelle der $S\gamma'$-Werte

Breite 10° (Abb. 2) Länge: 10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	$2V_\gamma$	Breite 20° (Abb. 3) Länge: 10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°
14	4 1/2	2	7/8	1/2	1/4	1/4	1/8	20°	4 1/2	2 1/4	1 1/2	1	1/2	1/4	1/8	<1/8
19	13 3/4	3 3/4	1 3/4	7/8	3/4	1/2	1/4	30°	8	7 1/2	4 1/4	2 1/2	1 1/2	3/4	1/4	1/8
31 1/2	26 1/2	7 1/2	3 1/2	2	1 1/4	1	1/2	40°	11	13 1/2	8	5	3	1 1/2	1/2	1/4
36 1/2	38 1/4	17 1/2	6 1/2	3 1/2	2 1/2	1 1/2	3/4	50°	14	18 1/2	12 1/2	8	5	2 1/2	1 1/4	5/8
38 3/4	45 1/2	28 1/2	12 3/4	5 1/2	3 1/4	2	1	60°	16 1/2	23 1/2	19	12 1/2	7 3/4	4 1/2	2	1 1/4
40 1/2	52	43	20 1/2	8 1/2	4 1/2	2 1/2	1 1/4	70°	18 1/2	27 1/2	25	18	11	6 1/2	3 1/2	1 3/4
42	54 3/4	52 1/2	35	14 1/2	7	3 1/2	1 1/2	80°	19 1/2	31	31	24 1/4	15 1/2	9 1/4	5	2 1/2
42 1/2	56 1/2	58	47 1/2	22	10 1/2	5	2	90°	20 1/2	33	35	30 1/2	21	12 1/2	7	3 1/2
43	58	60 3/4	56	35 1/2	15	7	2 1/2	100°	21 1/2	35	39	35 1/2	27	17	9	4 1/2
43 1/4	58 3/4	63	62	48 1/2	24	10	3 1/2	110°	22 1/4	36	41 1/2	40 3/4	33	22 1/2	12	5 3/4
43 1/2	60	65	64 1/2	57 1/2	36 1/2	15	6	120°	23	37	43 1/2	43 1/2	38 1/2	28 1/2	16 1/2	7 1/2
43 5/8	60 1/4	65 3/4	66 1/2	62 1/2	48 1/2	23 1/2	9	130°	23 1/4	37 3/4	44 1/2	46 1/2	43 1/2	34 1/2	21	10 1/2
43 3/4	60 1/2	67	68 3/4	66	57	35 1/2	13	140°	23 1/2	38 1/2	45 3/4	48 1/2	46 1/2	39 1/4	26 1/2	14
43 7/8	60 5/8	67 1/4	69 1/2	68	63	48	21	150°	23 5/8	38 3/4	46 1/2	49 3/4	49	43 1/2	32	17 1/2
44	60 3/4	67 1/2	69 3/4	69	66	55 1/2	32	160°	23 3/4	39	47	51	50 1/2	46 1/2	36	20 1/2
44 1/4	60 7/8	67 3/4	69 7/8	69 1/4	67	59	40	170°	23 7/8	39 1/4	47 1/4	51 1/4	51 1/4	48	39	23
44 1/2	61	68	70	69 1/2	67 1/2	61 1/2	44	180°	24	39 1/2	47 1/2	51 1/2	51 3/4	49	40	24

Tabelle der $S\gamma'$-Werte

Breite 30° (Abb. 4) Länge: 10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	$2V_\gamma$	Breite 40° (Abb. 5) Länge: 15°	30°	45°	60°	75°
1 1/2	1 3/4	1 1/2	1	3/4	1/2	1/8	<1/8	20°	1	1	3/4	1/2	1/4
3	4	3 1/4	2 1/4	1 3/4	1	1/4	1/4	30°	1 3/4	2 1/2	1 3/4	1	1/2
4 1/2	6 1/2	6	4 1/4	3	1 3/4	3/4	1/2	40°	2 1/2	4	3	1 1/2	3/4
6	9	9 1/4	6 3/4	4 3/4	3	1 3/4	3/4	50°	3 3/4	5 1/2	4 1/2	2 1/2	1 1/4
7 1/2	11 1/2	12 1/4	9 1/2	7	4 1/2	2 3/4	1 1/4	60°	5	7 1/4	6 1/4	3 3/4	1 3/4
9	14 1/4	15 1/2	12 3/4	9 1/2	6 1/4	3 3/4	1 3/4	70°	6 1/4	9 1/2	8 1/4	5	2 1/4
10	16 1/4	18 3/4	16 1/2	12 1/2	8 1/2	5	2 1/2	80°	7 1/2	11	10	6 1/2	3
11	18 1/4	22	19 3/4	15 3/4	11 1/2	6 3/4	3	90°	9	13 1/4	12 1/2	8 1/2	4
12	20	24 1/2	23 1/4	19 1/2	14 1/4	9	4	100°	10	15	14 1/2	10 1/4	5
12 1/2	21 1/2	26 3/4	26 1/2	23 1/4	17 3/4	11	5 1/4	110°	10 1/2	16 1/2	16 3/4	12 1/4	6 1/4
12 3/4	22 1/2	28 1/2	29 1/4	26 3/4	20 3/4	13 1/2	6 1/2	120°	11	18	19	14 1/2	7 1/2
13 1/4	23	29 1/2	31 1/2	29 1/2	24	16 1/2	8 1/4	130°	11 1/4	18 3/4	20 1/2	16 1/4	8 3/4
13 1/2	23 3/4	30 3/4	33	32	27	19	9 3/4	140°	11 1/2	19 3/4	22	18	9 3/4
13 5/8	24	31 1/2	34 1/4	34	30	22	11 3/4	150°	12	20 1/2	23	19 1/4	10 3/4
13 3/4	24 1/2	32 1/4	35 1/4	35 1/4	31 1/2	23 3/4	13	160°	12 1/2	21	24	20 1/4	11 3/4
13 7/8	24 3/4	32 1/2	35 1/2	35 3/4	32 1/4	25	14	170°	12 3/4	21 1/4	24 1/2	21	12 1/2
14	25	33	36	36	33	26	14 1/2	180°	13	21 1/2	25	21 1/2	13

zukommenden Größen durch Kurven verbunden. Man erkennt sofort, daß „höhere“ Breiten mit ihren $S\gamma'$-Werten zur Verwendung

für eine auch nur grob angenäherte Ermittlung des Achsenwinkels ganz ungeeignet sind. Praktisch wird man kaum über eine F-Lage mit Breiten von 40° bis 45° hinausgehen können.

Tabelle der Sγ'-Werte

Breite 50° (Abb. 6) Länge: 15°	30°	45°	60°	75°	2 V γ	Breite 60° Länge: 20°	45°	70°	Breite 70° Länge: 20°	45°	70°	Breite 80° Länge: 30°	60°
1/4	1/2	1/4	1/8	<1/8	20°	1/8	1/4	1/8	?	?	?	?	?
3/4	1 1/4	3/4	1/2	1/4	30°	1/4	3/4	1/2	1/8	1/8	1/8	?	?
1 1/2	2	1 1/2	1	1/2	40°	1/2	1 1/4	3/4	1/4	1/4	1/4	1/8	1/8
2	3	2 3/4	1 3/4	3/4	50°	1	1 3/4	1	1/2	1/2	1/2	1/4	1/4
2 1/2	4	3 3/4	2 1/2	1	60°	1 1/2	2	1 1/2	3/4	3/4	3/4	1/4	1/4
3	5	5 1/4	3 3/4	1 1/2	70°	2	3	2	7/8	1	1	3/8	3/8
3 3/4	6	6 3/4	4 3/4	2	80°	2 1/4	3 1/2	2 1/4	1	1 1/2	1 1/4	1/2	1/2
4 3/4	7	7 1/2	6	2 1/2	90°	2 1/2	4 1/4	2 1/2	1 1/8	1 3/4	1 1/2	1/2	1/2
5 1/2	8 1/4	8 3/4	7	3 1/4	100°	3	5	2 3/4	1 1/4	2	1 5/8	5/8	5/8
6	9 1/2	10	8 1/4	4	110°	3 1/2	5 1/2	3 1/4	1 1/2	2 1/4	1 3/4	3/4	3/4
6 1/4	10 1/4	11 1/4	9 1/2	5	120°	4	6	3 3/4	1 5/8	2 1/2	1 7/8	3/4	3/4
6 3/4	11	12 1/4	10 1/2	5 1/2	130°	4 1/4	6 3/4	4	1 3/4	2 3/4	1 7/8	3/4	3/4
7	11 1/2	13	11 1/4	6	140°	4 1/2	7 1/4	4 1/2	1 7/8	2 7/8	2	3/4	3/4
7 1/4	12	13 1/2	12	6 1/2	150°	4 3/4	7 1/2	4 3/4	2	3	2	3/4	3/4
7 1/2	12 1/2	14	12 1/2	6 3/4	160°	5	7 3/4	5	2	3 1/4	2	3/4	3/4
7 3/4	12 3/4	14 1/2	13	7 1/4	170°	5 1/4	8	5 1/4	2	3 3/8	2	3/4	3/4
8	13	15	13 1/2	7 1/2	180°	5 1/2	8 1/4	5 1/2	2	3 1/2	2	3/4	3/4

Die einzelnen Kurvenbilder sind in ihrem Aufbau recht interessant. Die Grenzkurven ($2V\gamma = 180^0$, d. h. Kurven für den optisch *einachsigen,* negativen Kristall) sind durchaus symmetrisch[1]. Die Verteilung der Achsenwinkelkurven innerhalb dieser abgegrenzten Felder ist aber durchaus unsymmetrisch. Diese Unsymmetrie ist am kräftigsten in dem Fall der „Breite 10°" (Abb. 2) entwickelt und wird dann immer weniger kenntlich, je stärker die Strahlenrichtung F gegen die Achsenebene geneigt ist. Praktisch ist von einer Breite 60° angefangen, die Unsymmetrie des Kurvenfeldes überhaupt nicht mehr zu erkennen, wie das aus den Zahlentabellen leicht zu entnehmen ist. Eine weitere Eigentümlichkeit der Kurven liegt darin, daß sie bei hohen Achsenwinkel ($2V\gamma > 120^0$) rasch sehr nahe aneinanderrücken und eine klare Unterscheidung nur sehr schwer zulassen. In dem ersten Kurvenbild gilt das allerdings nur für Richtungen mit kleinen „Längen", doch schon in Abb. 3 und noch viel deutlicher in den folgenden Abbildungen, die sich

[1] Die tatsächlichen, geringen Abweichungen von der strengen Symmetrie beiderseits der Länge 45° stammen von den unvermeidlichen Mängeln bei der praktischen Durchführung der *Fresnel*schen Konstruktion.

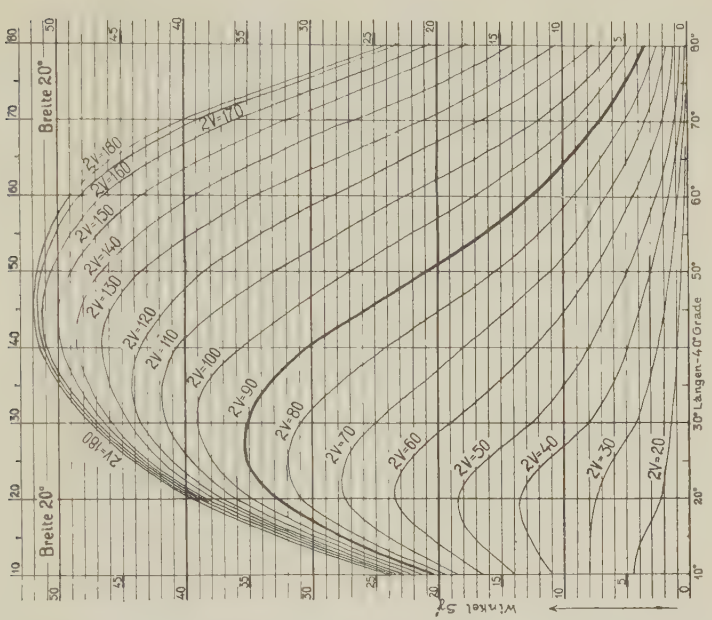


Abb. 3. S_1'-Kurventafel für die Breite = 20°

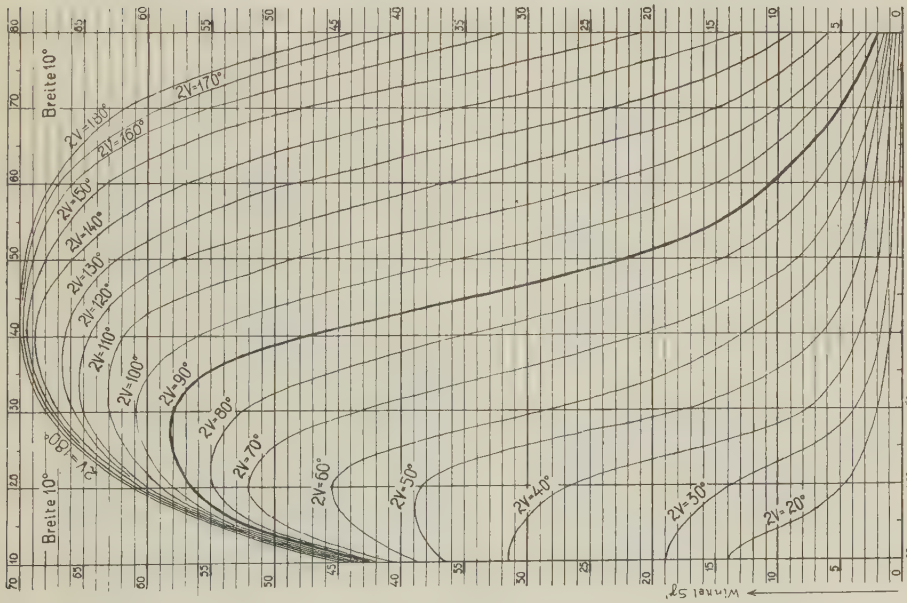


Abb. 2. S_1'-Kurventafel für die Breite = 10°.

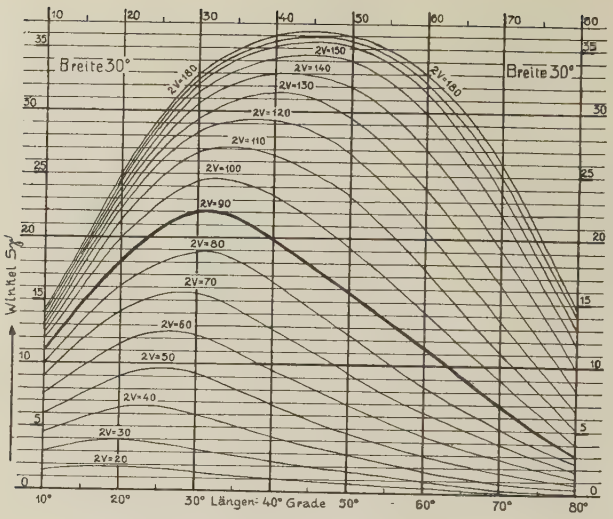


Abb. 4. Sγ'-Kurventafel für die Breite = 30°.

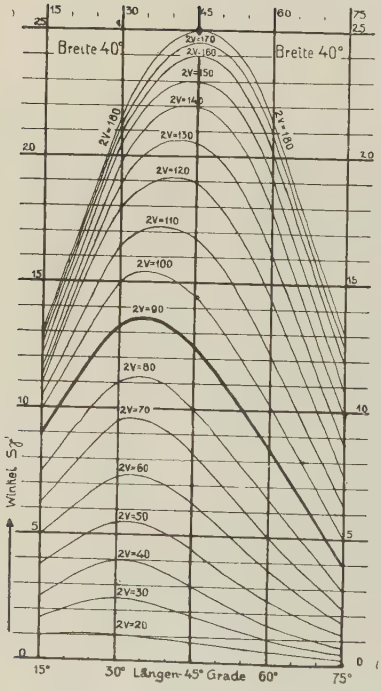


Abb. 5. Sγ'-Kurventafel für die Breite = 40°.

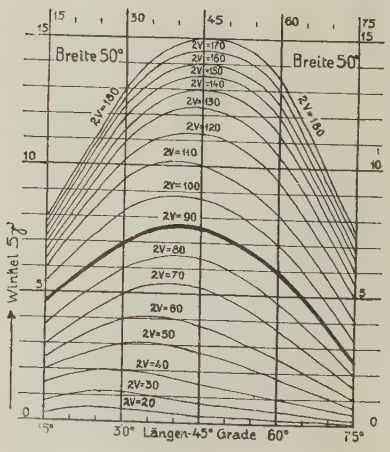


Abb. 6. Sγ'-Kurventafel für die Breite = 50°.

auf höhere Breiten beziehen, ist dieses nahe Zusammenrücken der S γ'-Werte für die großen Achsenwinkel sehr ausgeprägt — und störend. Ebenso ist leicht zu ersehen, daß die S γ'-Werte nur für Breiten bis etwa 30^0 leicht unterscheidbare Werte liefern; Breiten von 60^0 an geben so geringe Winkeländerungen für die einzelnen 2 V γ-Größen, bzw. sind in ihren absoluten Größen so klein, daß sie sich auch bei beträchtlicher Überhöhung des Maßstabes kurvenmäßig gar nicht mehr darstellen lassen, demnach für die Praxis vollkommen ausscheiden[1].

Was nun die praktische Verwertung dieser Tabellen und Kurven anbelangt, ist folgendes zu bemerken. Kenntnis der *Lage der Achsenebene und von* γ ist unbedingte Voraussetzung. Bei monoklinen Kristallen kann die Bestimmung von c γ auf der 010-Fläche die nötigen Grundlagen liefern. Nun benötigt man die Auslöschungsgröße auf einer kristallographisch bekannten Fläche, deren Pol nicht in einer der drei Symmetriezonen der optischen Indikatrix liegt. Von dieser Fläche wird für die Normallage der Winkel S γ' bestimmt. Dabei ergibt sich gleichzeitig deren Lage nach „Länge" und „Breite", die zur weiteren Behandlung bekannt sein muß.

Fällt zufällig die Flächenlage mit einem der durchkonstruierten 42 Punkte völlig oder sehr nahe zusammen, so hat man nur in den Kurvenbildern für die gegebene Breite und Länge (Abszisse der Kurvenbilder) den Punkt aufzusuchen, der dem ermittelten S γ'-Wert entspricht, und erhält damit schon den gesuchten Achsenwinkel 2 V γ. Es sei z. B. der Punkt mit der Länge 30^0 und der Breite 20^0 gegeben und der Wert S γ' mit 22^0 bestimmt. In dem Kurvenbild der Breite 20^0 (Abb. 3) zeigt die Ordinate für die Abszisse 30^0, daß die bestimmte Größe von 22^0 einem Achsenwinkel zwischen 60^0 und 70^0 entspricht. Durch Interpolation findet man leicht, daß der zugrundeliegende Achsenwinkel 65^0 beträgt[2]. Ein S $\gamma' = 40^0$ für die gleiche Strahlenrichtung würde bei entsprechender Interpolation zu einem Achsenwinkel 2 V $\gamma = 104^0$, also zu einem *negativen* Achsenwinkel von 76^0 führen.

[1] Deshalb wurde hier von einer Kurvendarstellung der in den Tabellen angeführten S γ'-Werte Abstand genommen.

[2] Genaugenommen ist eine einfache, lineare Interpolation fehlerhaft, denn man kann sich leicht überzeugen, daß für den gleichen Punkt F die lineare Zunahme des Achsenwinkels *nicht* auch gleichzeitig eine einfach lineare Zunahme der „absoluten Auslöschung" S γ' bedeutet. Bei kleinen Achsenwinkel erfolgt die Änderung von Sγ' langsam, dann steigt sie rasch an, um sich bei sehr großen Achsenwinkel wieder zu verlangsamen. Innerhalb eines Achsenwinkelbereiches von 10^0 mag aber in erster Annäherung die lineare Interpolation genügen.

Nun ist allerdings die Wahrscheinlichkeit, daß die auf ihre Auslöschung untersuchte Fläche in der Normallage gerade mit einem der gewählten Punkte ganz oder wenigstens angenähert zusammenfällt, außerordentlich gering. Häufiger wird es sich aber zeigen, daß der Punkt F in einem der den Kurven zugrundeliegenden Breitenkreise liegt oder mindestens diesen sehr nahe steht (bis auf etwa 1^0). Auch dann ist die Auswertung der Kurven für diesen Flächenpol sehr einfach. Es läge z. B. ein Punkt mit der Länge 27^0 und der Breite 40^0 vor, mit einem $S\,\gamma' = 10^0$. Die Kurventafel (Abb. 5) für Strahlenrichtungen mit der Breite 40^0 zeigt, daß bei einer Abszisse 27^0, die leicht ermittelt werden kann, der Wert $S\,\gamma = 10^0$ zu einem Achsenwinkel zwischen 70^0 und 80^0 bzw. zu dem Wert 76^0 führt. Ein Punkt mit der Länge 53^0, Breite 10^0 und $S\,\gamma'$ 15^0 ergäbe aus der ersten Kurventafel (Abb. 2) ein $2\,V\,\gamma = 85^0$.

Schwieriger wird die Sache, wenn der Punkt F zwischen zwei Breitenkreisen liegt, also keine der errechneten bzw. konstruierten Kurventafeln unmittelbar herangezogen werden kann. Allerdings wird gerade dieser Fall weitaus am häufigsten vorkommen. Hier handelt es sich nämlich darum, wie die Interpolation der Kurven *zwischen* den Kurventafeln verschiedener Breiten erfolgen soll oder kann. Nehmen wir den Fall an, daß ein Kristall mit einem Achsenwinkel von 60^0 gegeben ist, der in der Richtung: Länge 15^0 und Breite 15^0 (der Normallage) ein $S\,\gamma' = 32^0$ besitzt. Versucht man aus der F-Lage und dem $S\,\gamma'$-Wert durch lineare Interpolation zwischen den Kurventafeln den Achsenwinkel rückzuerschließen, so gerät man sofort in eine ganz unmögliche Lage. Bei der Länge 15^0 ergäbe sich nach der Kurventafel für die Breite 10^0 ein $2\,V\,\gamma' = 42^0$; nach den Kurven für die Breite 20^0 lieferte das gleiche $S\,\gamma' = 32^0$ mit der Länge (Abszisse) 15^0 aber ein $2\,V\,\gamma = 170^0$. Nähme man für die vorgeschriebene Breite 15^0 einfach eine lineare Interpolation zwischen diesen Werten vor, dann ergäbe das ein $2\,V\,\gamma' = 106^0$, was ganz ausgeschlossen ist. Die bei der gleichen Länge (hier 15^0) zwischen den Kurven für die Breiten 10^0 und 20^0 verlaufenden $2\,V\,\gamma$-Kurven stehen ebensowenig wie die $S\,\gamma'$-Werte für die einzelnen Achsenwinkelgrößen in einer der durchkonstruierten Richtungen in einfachen, linearen Beziehungen zueinander (vgl. die Anm. 2 auf S. 45) und gestatten schon darum keine einfache Interpolation über so weite Zahlengebiete.

Man kann aber folgendes Verfahren anwenden. Es werden aus den Kurventafeln, zwischen denen die Interpolation erfolgen soll, also in dem obigen Beispiel für die Breiten 10^0 und 20^0, bei der angegebenen Länge 15^0, die $S\gamma'$-Werte für mehrere der Achsen-

winkelkurven entnommen (2 V $\gamma = 50^0$, 60^0, 70^0, 80^0). Man erhält für die Breite 10^0 die aufeinanderfolgenden Werte: 38·7, 43·8, 49 und 51 und für die Breite 20^0 die entsprechenden Werte: 17·3, 20·7, 24 und 26·3. Diese Wertereihen trägt man sich als Ordinaten in beliebigem Maßstab in ein Millimeterpapier ein, wobei die Aszisse (gleichfalls in beliebigem Maßstab) den Breitenbereich 10^0 bis 20^0 bedeutet. Durch Verbindung der einander entsprechenden Punkte für 2 V $\gamma = 50^0$, 60^0 usw. ergibt sich in erster Annäherung die Art des Überganges der Kurven von einer Breite zur anderen. Steckt man nun auf der Abszisse dieser Hilfskonstruktion die Breite 15^0 ab, und trägt auf der zugehörigen Ordinate 32^0 auf, so findet man, daß der so gewonnene Punkt knapp unter der Verbindungslinie der 60^0-Werte liegt. Diese selbst trifft die Ordinate für die Breite 15^0 bei $32{\cdot}2^0$. Damit ist also tatsächlich der zugrundeliegende 2 V γ-Wert von 60^0 aus S γ' und der Lage von F wieder gewonnen. Daß die Übereinstimmung nicht genauer erfolgt, hat wohl ihren Grund darin, daß eine einfach lineare Interpolation zwischen den Kurventafeln verschiedener Breiten an sich schon nicht dem wahren Kurvenverlauf entspricht. Genau so, wie die Achsenwinkelkurven bei gleicher Breite zwischen verschiedenen Längen im allgemeinen nicht geradlinig, sondern gekrümmt sind, werden auch jene, die bei gleicher Länge zwischen verschiedenen Breiten verlaufen, nur in allererster Annäherung durch gerade Verbindungslinien wiedergegeben. Immerhin ist die Annäherung an den wahren Wert groß genug, daß die geschilderte Verwendung in der Praxis gerechtfertigt erscheint.

Noch sinnfälliger wird die Notwendigkeit dieser Hilfskonstruktion, wenn z. B. für die gleiche Richtung (15^0, 15^0) ein S $\gamma' = 39^1/_2{}^0$ angegeben ist, was durch einen Achsenwinkel von 90^0 bedingt ist. Der einfache Versuch, für die Länge 15^0 aus den Kurventafeln die für $39^1/_2{}^0$ geltenden Achsenwinkelwerte zu ermitteln, führt für die Breite 10^0 zu 2 V $\gamma = 52^0$, für die Breite 20^0 ist dagegen die absolute Auslöschung weit außerhalb des gesamten Kurvenbereiches, gestattet also auf keinen Fall eine Mittelbildung[1]. Für die Achsenwinkel 70^0 bis 110^0 entnimmt man bei Länge 15^0 der Kurventafel für die Breite 10^0 die Werte: 49, 51, 52, 53, 53·5, für die Breite 20^0 die Werte: 24, 26·3, 27·6, 29, 30. Für die *Breite* 15^0 ergibt sich dann mit Hilfe der Interpolations-Hilfskonstruktion S γ' mit 36·5, 38·6, *39·7*, 41, 41·7. Man sieht, daß der angegebene Wert $39^1/_2{}^0$ wieder knapp unter die für 2 V $\gamma = 90^0$ geltende Verbindungskurve führt,

[1] Wollte man den Grenzwert 180^0 dazu verwenden, so ergäbe sich aus 52^0 und 180^0 ein Mittelwert von 116^0, was gleichfalls völlig unbrauchbar ist.

mit dem gleichen grundsätzlichen Fehler, der schon oben vermerkt wurde.

Abschließend seien noch zwei Beispiele aus der Praxis mitgeteilt, die die Verwendbarkeit der „absoluten Auslöschung" für eine angenäherte 2 V γ-Bestimmung dartun, gleichzeitig aber auch die Grenzen dieser Verwenbarkeit deutlich werden lassen.

Gips. AE // (010); c γ (010) $= -52^0$, c γ' (110) $= -45^0$,
[111—010] $\alpha' = -14^0$ (daraus [111—010] $\gamma' = +76^0$); 2 V γ
gesucht.

In der üblichen Weise wird zunächst eine stereographische Projektion mit (010), (110), (111) und γ angefertigt. Aufsuchen der zyklographischen Projektionen von (110) und (111) und in diesen die Lage von c bzw. der Kante (Zonenachse) [111 — 010], sodann Abstecken des Winkels c γ' bzw. [111 — 010] α' auf diesen Polkreisen. Im Falle (111) wird man nach Bestimmung des Punktes A' für α' den zur weiteren Konstruktion notwendigen Punkt A für γ', um 90^0 von A' auf der zyklographischen (111)-Projektion abstehend, festlegen.

Sodann wird durch Umwälzen der Projektion diese in die „optische Normallage" gebracht, was mit Hilfe von c γ (010) leicht durchgeführt werden kann. Für die neuen Lagen von (110) und (111) werden mittels des *Wulff*schen Netzes wieder die zyklographischen Projektionen aufgesucht. Die umgewälzten A-Punkte (Auslöschungspunkte für γ') müssen dann in diese neuen Polkreise hineinfallen. Die durch die umgelegten Flächenpole und den Mittelpunkt (γ) gelegten Durchmesser schneiden die zyklographischen Projektionen in den Scheiteln dieser Großkreise (S). Damit können für beide Flächen die S γ'-Werte an den Großkreisen unmittelbar abgelesen werden. Man erhält in der Normallage für (110): Länge 28^0, Breite 34^0, S γ' 10^0 und für (111): Länge 24^0, Breite 18^0, S γ' $25^1/_2{}^0$. Bei (110) ist also die Interpolations-Hilfskonstruktion bei Länge 28^0 für die Breiten 30^0 und 40^0 durchzuführen und bei (111) zwischen den Kurven für die Breiten 10^0 und 20^0. Die Hilfskonstruktion ergibt für die Prismenfläche (110), nach Länge 28^0 und Breite 34^0, für 2 V $\gamma = 50^0$, 60^0, 70^0 die entsprechenden Werte S $\gamma' = 7{\cdot}9$, 10, $13{\cdot}1$. Der gegebene Wert 10^0 führt also unmittelbar zu einem 2 V $\gamma = 60^0$. Bei Verwendung der Fläche (111) liefern die 2 V γ-Kurven die entsprechenden Größen S $\gamma' = 20{\cdot}2$, $26{\cdot}5$, 32. Der angegebene Wert ließe also auf ein 2 V $\gamma = 58^1/_2$ schließen. Der tatsächlich zugrundeliegende Achsenwinkel beträgt 62^0, die Abwei-

chungen der konstruktiv erschlossenen Werte liegen daher 2^0 und $3^1/_2{}^0$ unter diesem Wert[1].

Braune Hornblende (Mt. Johnson). Aus (5) S. 462 und 464 wurde entnommen: AE // 010; $c\,\gamma\,(010) = -11$, $c\,\gamma'\,(110) = -9$. Die Eintragung dieser Werte in eine stereographische Projektion und deren Umzeichnung auf die Normallage ergab für die Prismenfläche die Länge 79°, die Breite 28° und $S\,\gamma' = 4^1/_2{}^0$. Für die angegebene Länge folgen aus den Kurventafeln der Breiten 20^0 und 30^0 für die tatsächliche Breite 28°, bei den Achsenwinkeln 80^0—110^0 mit Hilfe der Interpolations-Hilfskonstruktion die $S\,\gamma'$-Werte 2·6, 3·5, 4·5, 5·7, d. h. der angegebene Wert entspricht einem $2\,V\,\gamma = 97^1/_2{}^0$. Der tatsächlich gemessene, negative Achsenwinkel dieser braunen Hornblende war 79°, also $2\,V\,\gamma = 101^0$. Auch hier bleibt der graphisch erschlossene Wert mit $3^1/_2{}^0$ unter dem wirklichen Wert[2]. Immerhin wird an diesem nicht besonders günstigen Fall (hohe „Länge") die praktische Verwendbarkeit, aus $S\,\gamma'$ den Achsenwinkel $2\,V\,\gamma$ zu erschließen, gut sichtbar.

Wie aus den vorstehenden Ausführungen erkennbar ist, lassen sich aus den Beziehungen zwischen der Größe des Achsenwinkels, der Lage der Achsenebene, wie auch der Mittellinie γ und der Auslöschungsgröße für eine bekannte kristallographische Richtung mehrere Aufgaben lösen, wenn drei von diesen vier zusammenhängenden Größen ihrem Werte nach bekannt sind; zunächst die Grundaufgabe (*Fresnel*sche Konstruktion der Auslöschungsschiefe), dann die Bestimmung von γ (und damit der Achsen) bei bekanntem Achsenwinkel, Achsenebene und Auslöschungsschiefe (vgl. 6) und endlich die Ermittlung des Achsenwinkels aus Achsenebene, Lage von γ und Auslöschung in einer gegebenen Richtung.

Zusammenfassung. Es werden in Zahlentafeln und Kurvenbildern die Grundlagen für die Konstruktion des Schwingungsnetzes optisch zweiachsiger Kristalle für die Achsenwinkelbereiche von $2\,V\gamma = 20^0 - 180^0$ gegeben.

Zu diesem Zweck wird der Begriff des „absoluten Auslöschungswinkels" ($S\,\gamma'$) eingeführt und näher erläutert.

Es wird gezeigt, daß aus der Kenntnis der Größe $S\,\gamma'$ für eine in der „Normallage" nach „Länge" und „Breite" bekannte Flächenlage (Strahlenrichtung) F graphisch ein Rückschluß auf die Größe des Achsenwinkels $2\,V\,\gamma$ gezogen werden kann.

[1] Diese Fehlerweite ist auch bei der allersorgfältigsten konstruktiven Arbeit nicht zu vermeiden. Abgesehen von der bloß angenäherten Richtigkeit, die allen graphischen Bestimmungsmethoden anhaftet, liegt die größte Gefahr zum Einschleichen von Fehlern in der Notwendigkeit, die Kristallprojektion in die Normallage umzuprojizieren, wobei man nicht sorgsam genug vorgehen kann.

[2] Es mag hier erwähnt werden, daß die unmittelbaren Messungswerte für den Achsenwinkel zwischen 84° und 75° schwankten, also auch keine höhere Genauigkeit zeigen.

Literatur.

1. *F. Becke,* „Optische Untersuchungsmethoden“ *75,* Denkschr. d. math. nat. Kl. d. Akademie d. Wiss. Wien (1904) und „Die Skiodromen“ Tschermaks Min. petr. Mitt. *24* (1905), 1. — 2. *F. Becke,* „Messung d. Winkels d. optischen Achsen aus der Hyperbelkrümmung“ T. M. P. M. *24* (1905) 35 und „Notiz zur Messung . . .“ T. M. P. M. *28* (1909) 290. — 3. *A. Beer,* „Einleitung in die höhere Optik“, 2. Aufl., bearbeitet von *V. v. Lang,* 1882. — 4. *H. Rosenbusch* u. *E. A. Wülfing,* „Mikroskopische Physiographie d. petr. wichtigen Mineralien“, 4. Aufl., Bd. I, erste Hälfte (1904) 253. — 5. *H. Tertsch,* „Optische Untersuchung von Hornblende und Titanit aus Essexit von Montreal“, T. M. P. M. *25* (1906) 457. — 6. *H. Tertsch,* „Optische Notizen, 2. Zur Auslöschungsbestimmung“, T. M. P. M. *31* (1912) 691 und: „Zwei graphische Methoden zur Bestimmung optischer Werte an bestimmten Kristallflächen“, I. Min. petr. Mitt. *51* (1939) 163. — 7. *H. Tertsch,* „Die optische Orientierung des Hochtemperatur-Anorthites; Anhang“, Min. petr. Mitt. *53* (1941) 64.

Erscheinungen an Feldspaten in ihrer Bedeutung für die Klärung der Gesteinsgenesis.

(Ein Versuch und eine Anregung.)

Von

Alexander Köhler, Wien.

Mit 5 Textabbildungen.

(Eingelangt am 5. November 1947.)

Um ein Gestein in seinem Werdegang richtig beurteilen zu können, sind zunächst zwei Vorbedingungen notwendig: die Erfassung des geologischen Verbandes und des Bildes im großen, wie sie sich aus den Beobachtungen im Gelände ergeben, und die Untersuchung des Dünnschliffes nach allen Gesichtspunkten, die uns die heutigen mikroskopischen Methoden gestatten. Der Geologe bevorzugt naturgemäß mehr die erstere, der Petrograph mehr die letztere Art der Untersuchung. Nur die Synthese beider Forschungsmethoden kann aber zum Ziele führen. Das geologische Geschehen, das ein Gestein formt, spiegelt sich in der Geschichte seiner Komponenten wieder, die ja dem gleichen Naturgeschehen unterlagen. Der Petrograph ist aber bei der physiographischen Untersuchung in vielen Fällen über die kurze „Bestimmung" und „Beschreibung" der Gemengteile nicht wesentlich hinausgegangen und so schien dieser Teil der Bearbeitung gegenüber den geologischen Feststellungen an Bedeutung zurückzutreten und sogar in Mißkredit zu kommen. In der Tat ist die Angabe der vorkommenden Gemengteile *allein* nur von untergeordneter Bedeutung und besagt z. B. bei polymetamorphen Gesteinen wenig oder gar nichts in Bezug auf die Gesteinsgenesis, sofern wir nicht die Mineral„geschichte" lesen und mit der Gesteins„geschichte" in Beziehung bringen können.

Seit wir das beschreibende und klassifizierende Moment in der Petrographie mehr oder weniger verlassen haben und uns mehr dem Werdegang der Gesteine widmen, wird auch die Forderung nach der Aufhellung der Geschichte der Gemengteile immer nachdrücklicher. Theorien über die Gesteinsbildung laufen heute den Untersuchungsmethoden im Dünnschliff vielfach voraus, der Idee — ein Kind großzügig gesehener und geistig verarbeiteter Tatsachen — müssen die exakten Methoden folgen, um ihre Richtigkeit zu bestätigen oder wenigstens zu stützen. Gerade in letzter Zeit sind die bisherigen, von unseren Vorgängern mit viel Scharfsinn ausgebauten Ansichten über die Entstehung gewisser kristalliner Schiefer

und über die Entstehung der Granite stark ins Schwanken gekommen und weichen allmählich neuen, die sich grundsätzlich von ihnen unterscheiden. Hier ist alles im Fluß und bei der auftretenden Dissonanz der Meinungen besteht die Gefahr einer Verwirrung und unfruchtbaren Arbeitsweise. Um so dringender scheint ein Versuch, neuere Erkenntnisse und z. T. neue Gedankengänge über die Geschichte der Feldspate, als der empfindlichsten und am meisten variierenden Gesteinsgemengteile, in den Untersuchungsgang mit einzuschalten. Wohl ist manches dabei selbst noch problematisch und es muß erst sorgfältig die Tragfähigkeit der vorgebrachten Meinungen geprüft werden. Es fehlt noch an der nötigen Zahl von bestätigenden Beobachtungen, um die folgenden Ansichten in eine feste Form zu bringen, sie stellen noch kein fertiges „Rezept" dar, nach dem man vorgehen kann, sie sind vorläufig nur ein skizzenhafter Entwurf dazu.

In dieser Absicht möchte ich einige Anregungen zur Diskussion stellen; es soll sich dabei zeigen, inwieweit sich — oder ob überhaupt — kristallographische und optische Eigenschaften der Feldspate als Indikatoren für eine bestimmte Gesteinsgenese verwenden lassen.

A. Die Kalifeldspate.

Diese werden trotz ihrer Bedeutung vielfach nur ungenügend charakterisiert, man begnügt sich mit der Angabe über Größe und Form, Mikroklingitterung und Perthitbildung, ohne zu berücksichtigen, wie sehr gerade die Ausbildung der letzteren Eigenschaften von der Bildungsgeschichte abhängig ist. Der Achsenwinkel wird überhaupt kaum einmal gemessen und doch gibt er wichtige Fingerzeige. Aber auch die kristallographische Ausbildung und die Art der Verzwilligung ist nicht belanglos (von größerer Bedeutung ist letztere für die Plagioklase) und man wird gut tun, auch sie näher zu beachten.

1. Die Tracht und Zwillingsbildung.

Die Tracht, bedingt durch die Entwicklung der wichtigsten Flächen, ist ohne Zweifel stark von den bei der Bildung herrschenden physikalischen und chemischen Faktoren abhängig; wir können die verschiedenen Einwirkungen praktisch auf den Einfluß der Temperatur reduzieren, um das Bild einfacher zu gestalten. Bei Erstarrung aus hochtemperierten Schmelzflüssen ist die Form der Einzelkristalle nach alter Erfahrung wohl meist nach der x-Achse gestreckt, P und M sind groß entwickelt, als Querprisma tritt y auf (nicht die x) und die Prismen der aufrechten

Zone sind kurz, o und n können auftreten (Abb. 1, 2). Bei Ergußgesteinen ist nicht allzuselten das Trachtbild anders, die Kristalle sind aus uns unbekannten Gründen tafelig nach M, was wieder auf die Zwillingsbildung von Einfluß ist. Im allgemeinen ist die Form der Abb. 1 und 2 für alle Bildungen bei Temperaturen um 1000° charakteristisch.

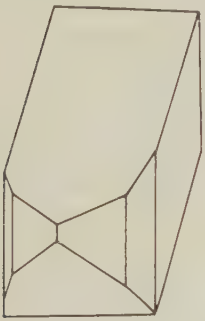


Abb. 1.

Abb. 2.

In Pegmatiten ist die Gestalt „nußförmig", dementsprechend sind die Flächen M und P relativ kleiner, die y wird sehr klein oder verschwindet zugunsten der x-Fläche (Abb. 3). Bei Adularen aus hydrothermalen Lösungen ist eine gewisse Neigung zur Erstreckung nach der z-Achse bezeichnend oder es ist keine deutliche Ausdehnung nach einer bestimmten Richtung zu erkennen, die aufrechten Prismen l (T) und untergeordnet die z sind neben der P- und x-Fläche — die y fehlt — ebenso typisch wie das Fehlen oder das ganz schmale Auftreten der M (Abb. 4). Bei niedrigsten Temperaturen während der Bildung kommt ein rhomboederähnlicher Typus durch die vorwiegende Flächenentwicklung von l, T und P oder statt letzterer x[1] zustande, mit scharfen Kanten der aufrechten Prismen, da die M fehlt. (Abb. 5). Charakteristisch ist diese Form bei Adularen aus Erzlagerstätten (Paradoxiten und Valencianiten) entwickelt. (Näheres siehe [1 und 2]).

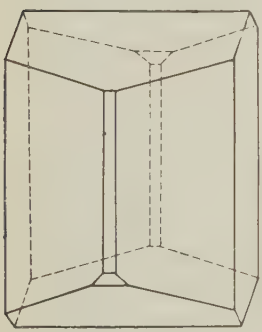


Abb. 3.

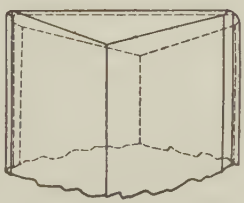


Abb. 4.

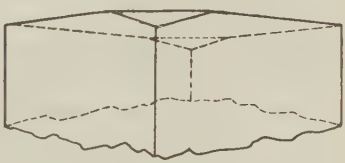


Abb. 5.

[1] oder eine Notfläche durch Alternieren von P und x, die der Lage von q entspricht.

Wo die Ausbildung der Kristalle es einigermaßen ermöglicht, müssen wir der Tracht unser Augenmerk zuwenden, um über die Temperaturverhältnisse einen annähernden Schluß ziehen zu können. In den meisten Fällen ist sie jedoch im Gestein nicht festlegbar; dann ist die Zwillingsbildung von größerer Bedeutung und sie verrät nach unserer Auffassung (3) z. T. die Tracht der Einlinge. Auch bezüglich dieser Beobachtung sind wir nicht so rigoros, als es notwendig wäre, man begnügt sich hier mit der Angabe, ob Karlsbaderzwillinge vorhanden sind und konstatiert vielleicht noch die Bavenoerzwillinge und die allerdings selteneren Manebacherzwillinge. Dies hat aber seine Bedeutung. Selbstverständlich müssen auch die selteneren Zwillinge festgestellt werden, wenn wir auch heute noch keinen Zusammenhang mit der Bildungsgeschichte sehen können.

Für unsere Zwecke genügt die Festlegung der drei Hauptgesetze und von diesen ist wieder das Karlsbadergesetz von besonderer Bedeutung. Bei diesem Zwilling ist auf die Art der Verwachsung zu achten; ist sie bei größeren Kristallen infolge des Übergreifens der y über die P des benachbarten Individuums unregelmäßig, so ist das Wachstum offenbar in heißen Schmelzflüssen erfolgt. Bei pegmatitischen Kalifeldspaten ist die Zwillingsgrenze haarscharf die M, da die übergreifende y-Fläche fehlt (3). Es scheint dies in vielen „Augen"- und Adergneisen der Fall zu sein. Gerade hier wäre es aber von großer Bedeutung, könnte man festlegen, ob *heiße* Schmelzflüsse oder schon *kältere pegmatitische Säfte* den Kalifeldspat gebildet haben. Auch könnte die Beobachtung an solchen Feldspataugen aufzeigen, ob linsenförmig deformierte Relikte älterer magmatisch gebildeter Kristalle vorliegen oder durch spätere pegmatische Injektionen entstandene Augen. In beiden Fällen entstehen recht ähnliche Bilder, genetisch wäre ein großer Unterschied zu verzeichnen.

Das stärkere Hervortreten von Bavenoerzwillingen spricht offenbar für mehr oder weniger pegmatitische Verhältnisse bei der Gesteinsbildung. Es wäre z. B. denkbar, daß der von *C. Iwasaki* beschriebene (4) Quarzdiorit von Japan mit seinen vorherrschenden Bavenoerzwillingen ein von aplitisch-pegmatitischen Säften durchtränktes dunkles Gestein sein könnte. Es fehlen jedoch noch die Erfahrungen, die es gestatten würden, den Zusammenhang zwischer dieser Zwillingsbildung — und ebenso gilt dies für die selteneren Manebacherzwillinge — und der Gesteinsbildung zu überblicken. Gerade deswegen sollen nähere Untersuchungen erst Klarheit schaffen.

Um Irrtümern vorzubeugen, sei hier gleich gesagt, daß einzelne oder wenige Beobachtungen für die obigen und alle folgenden Fragen nicht entscheidend sind; es müßte schon eine größere Anzahl von Angaben gemacht werden können, die einem, wenn auch bescheidenen statistischen Mittelwert entsprechen. *Selbst dann aber werden erst im Zusammenspiel mit den weiteren, unten geschilderten Erscheinungen* nähere Schlüsse gezogen werden können.

2. Die Perthitausbildung und Mikroklingitterung.

Kann man somit aus der Tracht und der Zwillingsbildung — mit Vorsicht — gewisse Rückschlüsse auf die Temperaturverhältnisse bei der Gesteinsbildung ziehen, so ist die Bedeutung dieser kristallographischen Merkmale doch noch recht bescheiden. Ganz anders liegt der Fall schon bei der Ausbildung der Perthite und der Mikroklingitterung. Hier besteht ganz offenkundig und klar ein Zusammenhang mit dem geologischen Geschehen, das die Feldspate und somit das ganze Gestein ergriffen hat.

Wir müssen heute die Perthite im richtigen Sinne[1] als sekundäre Produkte, als Entmischungen auffassen, ein primäres Wachstum ist nicht vorstellbar und alle Bilder der Entmischungsstadien lassen sich zwanglos so auffassen. Nun ist der Grad der Entmischung und die Art, wie sich die Albitkomponente im Kristallgebäude des Kalifeldspates ausscheidet, durchaus von den Einflüssen bis zur endgültigen Erstarrung des Feldspates abhängig. Abgebildet ist freilich nur der letzte Akt der Bildung. Was sich vorher abspielte, können wir z. T. aus anderen Merkmalen (Verzwilligung) schließen.

In Tiefengesteinen ist die Perthitentmischung und die Mikroklingitterung verschieden; im allgemeinen ist in Graniten letztere vorzüglich entwickelt und die Art der Ausscheidung der Albitkomponente schwankt stark. Gewöhnlich herrscht jedoch der Aderperthit vor. Je niedriger offenbar die Temperatur in den letzten Stadien der Bildung war, desto deutlicher ist die Gitterung und die Durchaderung, die durchaus nicht druckabhängig sein müssen (Man denke an die Mikrokline der Pegmatite!). Bei den moldanubischen Graniten z. B. ist die Gitterung beim jüngsten Typus Eisgarn am gröbsten ausgebildet (Muskovitführung und andere Erscheinungen bei den Plagioklasen sprechen für niedrige Bildungstemperatur). Auch bei dem Weinsberger und Mauthausener Typus ist sie so scharf, daß auf nicht sehr hohe Temperaturen am Schlusse der Erstarrung geschlossen werden kann. Die Verhältnisse dürfen

[1] Wir dürfen nicht alle möglichen Verwachsungen, wie dies vonseiten mancher amerikanischer Forscher geschieht, den Perthiten zugesellen.

während der Endstadien der Bildung den pegmatitischen näher gestanden haben und die großen, ursprünglich hochtemperierten und sich übergreifenden Karlsbaderzwillinge dabei in deutlich entmischte Mikrokline umgewandelt haben.

In den Ergußgesteinen ist die Gitterung flau oder fehlt überhaupt (Sanidine), die Ausbildung der Karlsbaderzwillinge spricht für hohe Temperaturen und das Fehlen der Kristallisatoren von pegmatitischen Lösungen bewirkt neben dem raschen Temperaturabfall das Fehlen deutlicher Mikroklinausbildung. Die Perthitbildung befindet sich in den ersten Stadien. Sanidine aus Ergußgesteinen sind fast noch homogen, erst stärkere Vergrößerung läßt feinste Entmischung erkennen. Diese ersten Ausscheidungen von Albit sammeln sich in Form dünner Lamellen in der Richtung der Murchisonit-Teilbarkeit und sind am besten auf M als feine „Spindeln" erkennbar.

Bei Ganggesteinen (außer bei Pegmatiten), ist ein deutlicher Übergang zu den Erscheinungen bei den Feldspaten der Tiefengesteine zu bemerken. Die spärlichen Kalifeldspate der Lamprophyre in den Lücken zwischen den Hauptgemengteilen sind fast stets ungegittert und unentmischt. Hier ist es unklar, ob hohe Temperaturen maßgebend sind (der Winpel 2 V α ist oft auffallend klein) oder ob einfache Mikrokline vorliegen, was jedoch unwahrscheinlich ist. Es fehlen nähere Untersuchungen, um die Frage beantworten zu können.

In Pegmatiten herrschen infolge der reichlich vorhandenen Kristallisatoren Verhältnisse, welche eine z. T. recht ähnliche Ausbildung der Gitterung und Perthitbildung wie bei Graniten bei den Kalifeldspaten bewirken und auch eine Verzwilligung der Plagioklase wie in hochtemperierten Tiefengesteinen verursachen. Wir (3) haben die Meinung ausgesprochen, daß es hier wegen der ganz anders gearteten Bildungsbedingungen schon bei niedrigerer Temperatur in den ersten Wachstumsstadien zu Hochtemperaturformen kommt, was ohne diese Berücksichtigung bei der Auswertung obiger Erscheinungen zu Fehlschlüssen führen muß. Es ist also die Mikroklingitterung und die Perthitentwicklung recht ähnlich wie in den Tiefengesteinen und die polysynthetische Albitlamellierung der Plagioklase täuscht hohe Temperaturen vor (s. u.).

Mikroperthite (Faserperthite) kennen wir auch aus kristallinen Schiefern, z. B. aus den Gföhlergneisen und Granuliten des niederösterreichischen Waldviertels. Es ist aus dieser Tatsache allein schon undenkbar, daß diese Schiefer etwa ausgewalzte granitische Gesteine wären. Diese Perthite können *nur als Erstarrungspro-*

dukte aus hochtemperierten Schmelzen gedeutet werden. Im Falle einer Durchbewegung eines Granites müßte die Perthitausbildung anders sein, es müßte ein Aderperthit vorliegen (Druck erhöht die Tendenz zur Trennung beider Komponenten) und Hand in Hand damit müßte die Mikroklingitterung in Erscheinung treten oder es müßte bei vollkommener kristalloblastischer Erneuerung ein perthiarmer oder -freier Mikroklin neben dem gesondert vorliegenden Albit auftreten, da der Kalifeldspat- und Albitanteil mehr oder weniger vollständig getrennt werden. Auch der optische Achsenwinkel, der in den Gföhlergneisen und Granuliten kleiner als 70° ist, steht mit der Meinung im Einklang, daß diese Gesteine während der Gebirgsbildung in Paraschiefer eingedrungene, heiße, aplitische Schmelzen waren, die nachträglich keinen wesentlichen Bewegungen ausgesetzt wurden[1]. Selbstverständlich steht auch der übrige Mineralgehalt nicht im Widerspruch mit dieser Annahme. Sehr interessant und für hohe Temperaturen bei der Entstehung sprechend ist die Beobachtung, daß solche feine „Spindeln" nicht wie die gröberen Ausscheidungen bei den Aderperthiten polysynthetisch nach dem Albitgesetz verzwillingt sind (vgl. 5); sie sind nach (6) auch als monoklin anzusehen. Das stimmt sehr gut mit unserer Meinung (3) überein, daß die polysynthetische Verzwilligung nur durch den Zerfall einer monoklinen oder dem monoklinen System näher stehende Hochform entstehen kann. So spricht auch dieser Umstand für hohe Temperatur bei der Bildung und gegen nachträgliche Bewegung größeren Ausmaßes.

Ganz anders liegt der Fall etwa beim moravischen Bitteschergneis, wo die Kalifeldspate deutlich gegittert und entmischt sind und der Winkel 2 V α stets größer als 70° ist. Hier können nach dem physiographischen Bilde nur ausgewalzte alte Granite vorliegen. Im allgemeinen wird starke, mehr oder weniger unregelmäßige Durchwucherung des Kalifeldspates durch Albit auf ursprünglich hochtemperierte Kalinatronfeldspate hinweisen, die infolge Druckbewegungen im festen oder plastischen Zustande unter Mitwirkung von Lösungen zur totalen Entmischung gezwungen wurden. Hierbei wird der monokline Kalifeldspat in die trikline Modifikation Mikro-

[1] Nimmt man, wie *L. Waldmann* starke Durchbewegung an, die auch von anderer Seite bestätigt wird, so müßte diese in einem früheren Stadium vor sich gegangen sein und diese Tektonite müßten neuerlich — bis zur Homogenisierung der Perthite — erhitzt worden sein. Das gleiche würde man erreichen, wenn die Umprägung eines granitischen Gesteins in so großen Tiefen vor sich geht, daß wenigstens die Alkalifeldspate aufgeschmolzen werden. Am wahrscheinlichsten ist es jedoch, daß die Bewegungsspuren beim Einquetschen der schmelzflüssigen Massen entstanden sind.

klin umgewandelt, die Gitterung ist aber oft noch recht flau und zeigt gewöhnlich noch nicht jene deutliche gröbere Struktur, die für andere Fälle bezeichnend ist. Karlsbaderzwillinge weisen dann oft noch die oben erwähnte unregelmäßige Verwachsungsfläche auf.

Bei noch weiter gehender Durchbewegung und vollkommener kristalloblastischer Erneuerung des Feldspates eines Granitgneises, z. B. bei mäßigen Temperaturen in den oberen Zonen, muß das Bild wieder anders werden: die perthitische Entmischung tritt, jedoch nur scheinbar, zurück, da sich die Albitsubstanz nach Tunlichkeit ganz vom Kalifeldspat trennt, es herrscht die Tendenz zur Ausbildung getrennter Kornaggregate, wobei die Gitterung des Mikroklins die verschwommene Struktur verliert und gröber wird — kleinere Körner sind augenscheinlich überhaupt sogenannte einfache Mikrokline — und die neugebildeten Albite sind schwach oder nicht verzwillingt. Nach Karlsbaderzwillingen wird man in solchen Fällen ziemlich vergebens suchen!

Dieses Bild müßte in völlig umkristallisierten feinkörnigen Granitgneisen zu finden sein. Dazu sind aber zwei Voraussetzungen notwendig: erstens muß die kristalline Umprägung bei verhältnismäßig niederen Temperaturen vor sich gehen und zweitens darf keine Zufuhr von Feldspatsubstanz stattfinden.

Gerade bei den vielen granitischen Gneisen der Alpen sind solche Beobachtungen von größter Bedeutung für die Klärung ihres Werdeganges. Wie weit sich die physiographsichen Erscheinungen dazu benutzen lassen, ist den anschließenden Arbeiten von *Ch. Exner* und *M. Sedlacek* vorbehalten. Das Bild ist äußerst verwickelt und oft nur schwer zu klären. Mobilisierte Feldspatsubstanz aus dem Gestein selbst und Zufuhr neuen Materials im Zuge der Granitisation verwischen es, doch wird es gelingen, die Vorgänge richtig zu entziffern, wenn exakte Messungen mit Beobachtungen im Gelände parallel laufen[1].

---

[1] Daß schwache oder fehlende Durchbewegung nur zu geringerer Ausscheidung der Albitkomponente in Form von Spindeln und Fleckchen führt als bei starker Metamorphase, ist klar, und wenn *C. Faessler* und *L. P. Trembley* (7) solche Unterschiede als Indikator benutzen, um das verschiedene Alter des „Laurentian Gneis" und der „Pine Hill Intrusionen" der Greenvilleserie (Kanada) festzustellen, so ist hier die verschiedene Ausbildung der Perthite nicht vom Alter als solchen abhängig, sondern von der verschiedenen Metamorphose in den beiden Serien. Die Perthite der Laurentischen Gneise sind weitgehend entmischt — bis zur Trennung der beiden Feldspatkomponenten — und werden daher als „Replacement-Perthite" bezeichnet im Gegensatz zu den „Ex-Solutions-Perthiten" der Pine Hill Serie, die ohne Mitwirkung der Metamorphose entstanden sind.

3. Die Antiperthite.

So wie die Ausbildung der Perthite sagt auch das Auftreten der Antiperthite petrogenetisch durchaus etwas aus. Hier muß daran festgehalten werden, daß die Antiperthite keinesfalls als Entmischungsprodukte analog den Perthiten angesehen werden dürfen (siehe [8]), sondern als orientierte Verwachsung zweier schon ursprünglich getrennter Phasen, wobei der Plagioklas als Wirt auf die Kalifeldspatsubstanz orientiernd wirkt. Das geht allein schon daraus hervor, daß in langsam erstarrten Tiefengesteinen der Antiperthit praktisch fehlt, wo doch eine Entmischung ursprünglich homogener or-hältiger Plagioklase infolge enorm langsam erfolgter Abkühlung am leichtesten stattfinden müßte. Wir finden dagegen den Antiperthit in typisch gefeldspateten kristallinen Schiefern und dann wohl *weniger in ausgesprochen polysynthetisch nach dem Albitgesetz verzwillingten Plagioklasen oder gar in polysynthetischen Periklinlamellen,* sondern in Plagioklasen mit verhältnismäßig wenigen Lamellen. Aus Beschreibungen geht hervor, daß er in schönster Entwicklung in Granuliten, die besonders reich an fremden Gemengteilen sind (hybride Granulite und sogenannte Trappgranulite) vorkommt. Ebenso findet er sich u. a. in Amphiboliten, die Feldspatzufuhr aufweisen und dann z. T. biotitführend sind sowie in Schiefergneisen und anderen. Besonders schön entwickelt fand ich ihn in den von Feldspatsäften stark durchtränkten Kontaktgneisen des Südböhmischen Granitstockes. Hier liegt der Fall oft so, daß das Mengenverhältnis Kalifeldspat zu Plagioklas so stark wechselt, daß bald der Plagioklas, bald der Kalifeldspat als „Wirt" auftritt. Die Durchdringung ist dann eine ganz unregelmäßige, jedoch so wie oben orientiert. Selbstverständlich spricht eine derartige Verwachsung absolut gegen eine Entmischung.

Ohne auf weitere Einzelheiten hier nochmals einzugehen (vgl. [8]) möchte ich schließen, daß das *Vorkommen von Antiperthit ein charakteristisches Kennzeichen von jüngerer Zufuhr von Kalifeldspat mit saurem Plagioklas* ist, wobei keine wesentlichen Bewegungen bei ihrer Bildung mehr gewirkt haben. Eine solche antiperthitische Verwachsung kann nur in Ruhe vor sich gehen, bei langandauernder Durchbewegung während der Infiltration bilden sich getrennt liegende Kristallaggregate aus, da die Kalifeldspat- und Plagioklassubstanz in verschiedenem Maße und nicht gleichzeitig mobil gemacht wird. Bei stark durchbewegtem und kristalloblastisch erneuertem Mineralbestand in Schiefern fehlt somit der Antiperthit als typomorpher Gemengteil.

Gesteinsgenetisch dürfte ferner die Beziehung zum inversen Zonenbau der Plagioklase (s. u.) in kristallinen Schiefern von Bedeutung sein. Wäre in einem Schliff beides zu konstatieren, so muß die zonare Plagioklasgeneration älter sein als die Antiperthitbildung! Die Ursache der inversen Zonenfolge verlangt ganz andere Bedingungen, vollkommene Umprägung des Mineralbestandes während der Durchbewegung. In der Tat sind mir aus der Literatur bezüglich des Plagioklases als Wirt nur Angaben über normale Zonenfolge bekannt geworden, was auch zu erwarten ist. Bei Vorhandensein beider Erscheinungen (Antiperthit und inverse Zonenfolge) ist somit mit Sicherheit zu schließen, daß *zwei zeitlich verschiedene Bildungsphasen vorliegen.* Die Anwesenheit von Antiperthit ist somit ganz augenscheinlich ein Merkmal für postkristalline Verfeldspatung und vermutlich ein weiteres Zeichen nicht hoher Bildungstemperatur.

4. Der Achsenwinkel 2Vα.

Es ist eine bekannte Tatsache, daß der Achsenwinkel der Kalifeldspate — vom Einfluß des Natrongehaltes zunächst abgesehen — mit der Abnahme der Bildungstemperatur zunimmt. Es ist unverkennbar, daß bei aus heißen Schmelzen gebildeten Sanidinen der Achsenwinkel sehr klein, bei Mikroklinen in kristallinen Schiefern recht groß ist und sogar 90^0 überschreiten kann (Isomikroklin). Den Einfluß des Natrongehaltes können wir bis zu einem gewissen Grade eliminieren und die Variabilität von 2Vα auf den Wärmeeinfluß allein zurückführen, da eben nur bei hoher Bildungstemperatur ein Natrongehalt isomorph eingebaut wird, der bei Mikroklinen niederer Bildungstemperatur ausgeschieden wird. Je stärker der Kalinatronfeldspat in kristallinen Schiefern umgewandelt wird und je kräftiger Kristallisatoren mitwirken, desto mehr verliert er den isomorph eingebauten Albit, der sich letzten Endes überhaupt selbständig macht. Gerade solche Na-arme Mikrokline zeigen die höchsten Werte von 2Vα. Deshalb kommt der Größe des Achsenwinkels auch genetische Bedeutung zu und es wäre wünschenswert, diesen stets zu messen, wozu uns heute der Fedorow-Tisch leicht die Möglichkeit gibt.

Vor allem wäre dies bei den verschiedenen granitischen Gneisen und besonders bei Injektions- und Augengneisen von Bedeutung. Nehmen wir den Fall eines leicht durchbewegten granitischen Gesteins her, wo die Kalifeldspate noch nicht restlos umkristallisiert sind, so wird der Achsenwinkel noch zwischen 60 und 70^0 liegen,

die Entmischung ist teilweise vor sich gegangen (Faser- oder Aderperthit) und die Gitterung ist noch nicht ausgesprochen klar. Karlsbaderzwillinge sind häufig, oft noch mit erkennbarer unregelmäßigen Verwachsung. Erst bei neugebildeten Körnern wird die Gitterung grobstruiert, die Albitkomponente ist deutlich getrennt, z. T. schon in Form eigener Körner ausgeschieden. In diesem Falle ist der Achsenwinkel schon 80° und wird im Extrem 90° überschreiten. Je stärker durchbewegt und je niedriger die Temperatur, desto größer somit $2V\alpha$.

Gewöhnlich aber liegt der Fall viel komplizierter, da die Granitgneise ja nicht als bloß mechanisch umgearbeitete granitische Gesteine aufzufassen sind. Man denke nur an die mannigfache Bildungsweise der Gneise mit Feldspatlagen und -augen! Solche Feldspataugen können verschiedener Entstehung sein, alte, noch teilweise erhaltene Einsprenglinge, die dann wie oben als solche erkennbar sind, oder es handelt sich um Ausschwitzungen und Stoffumlagerungen im Laufe der Metamorphose im Gestein selbst oder um jüngere Zufuhr. Je nach den gewesenen Temperaturverhältnissen müssen bald wenig entmischte Kalifeldspate mit kleinem $2V\alpha$ (hohe Temperatur) oder Na-arme Kristalle mit größerem $2V\alpha$ und deutlicher Mikroklingitterung auftreten (niedere Temperatur). Im ersten Falle werden Karlsbaderzwillinge mit unregelmäßiger Verwachsungsfläche vorhanden sein können, im letzteren Falle wird die Zwillingsgrenze die M sein. Da solche Bildungen mehr oder weniger von pegmatitischer Art sind, können die begleitenden Plagioklase polysynthetisch verzwillingt sein (s. u.).

Die genaue Festlegung der einen oder anderen Bildungsweise der Feldspate wird aus physiographischen Angaben schwer zu treffen sein, Beobachtungen im Gelände sind da oft verläßlicher. Der Grad der Gitterung und Entmischung wird daher nur in den beiden extremen Fällen: bei Resten magmatischer Feldspate und bei mehr oder weniger rein dynamometamorpher Umwandlung etwas aussagen. Bei letzterer sind optisch positive Mikrokline in der Tat nicht so selten, wie aus den Messungen *Exners* (siehe eine folgende Arbeit) neuerlich hervorgeht. Daß so wenige Angaben bis jetzt vorliegen, ist darauf zurückzuführen, daß der Winkel $2V\alpha$ eben nicht oft gemessen wurde. Trotz der Wichtigkeit solcher Messungen muß auch auf alle übrigen Merkmale bei den Kalifeldspaten *und* Plagioklasen geachtet werden. Erst die Übereinstimmung *aller* angedeuteten Erscheinungen wird sichere Auskunft über petrogenetische Fragen geben können.

B. Die Plagioklase.

1. Die Verzwilligung.

Bei den Plagioklasen hat allem Anschein nach die Art der Verzwilligung eine größere Bedeutung in genetischer Hinsicht, als ihr bisher zugemessen wird. Überblicken wir nur die Ausbildung der Albitzwillinge bei den genetisch verschiedenen Vorkommen, so können wir zunächst die bekannte Tatsache wiederholen, daß aufgewachsene Albite in Klüften im allgemeinen nur aus zwei Individuen bestehen, seltener ist eine dritte Lamelle oder ein Karlsbaderzwilling angelagert und die Kombination mit dem Periklingesetz fehlt. Saure Plagioklase (besonders Albite) vieler alpiner Schiefer sind praktisch unverzwillingt, worauf bekanntlich ihre schwierige optische Bestimmung beruht. Offenbar ist in diesen Fällen die zweifellos niedrige Bildungstemperatur der Anlaß der einfachen Verzwilligung oder des Mangels derselben. Vielfache polysynthetische Verzwilligung fehlt durchaus. Vergleichen wir damit Plagioklase, die aus heißen Schmelzflüssen entstanden sind, so sind diese fast durchwegs vielfach, oft charakteristisch polysynthetisch nach dem Albitgesetz fein lamelliert, für sich allein oder in Kombination mit dem Periklin- oder Karlsbadergesetz. Nur in manchen Graniten, die augenscheinlich nach ihrem Mineralgehalt (Muskovit) bei relativ niedriger Temperatur zur Erstarrung kamen, ist diese Verzwilligung bescheidener. Es steht also offenbar hohe Bildungstemperatur mit reichlicher Lamellierung im Zusammenhang. Nun ist nach unserer Auffassung (3) die polysynthetische Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz (und Periklingesetz) durch einen Wachstumsvorgang nicht zu verstehen, sie kann nur sekundär sein und ist nach unserer Meinung durch das Umschlagen einer Hochtemperaturform entstanden, die vielleicht dem monoklinen (?) System angehörte oder auch dem triklinen, mit größerer struktureller Annäherung an das monokline System als die heute bekannte Tiefform (3). Ein ganz analoges Beispiel haben wir ja bei der Umwandlung des monoklinen Orthoklases in den triklinen Mikroklin. Nur durch das Bestreben, sich dem ursprünglich höher symmetrischen Kristallsystem einer Hochform (α-Form) anzupassen, kann ein polysynthetischer Zwillingslamellenzerfall der Tiefform (β-Form) verstanden werden. (Vgl. *Boracit, Leuzit* u.a.).

Wenn auch diese Deutung selbst noch als problematisch angesehen werden muß und noch nicht als bewiesen gelten darf, so erklärt diese Annahme doch am einfachsten das Erscheinungsbild, das sich überall zeigt. Es muß auf jeden Fall der Ausbildungsweise der Verzwilligung ein bestimmtes genetisches Moment zugrunde

liegen. Zu berücksichtigen ist hierbei, daß, wie schon oben erwähnt, bei den in Pegmatiten herrschenden Verhältnissen ausgesprochen polysynthetische Verzwilligung auftritt. Das Umwandlungsintervall wird hier bedeutend gegen tiefe Temperaturen zu erweitert.

Ist die Ansicht vom Lamellenzerfall beim Abstieg von hoher zu niedriger Temperatur richtig, so wird um so sicherer aus der Art der Verzwilligung Genetisches abgelesen werden können, was insbesonders bei granitischen Gneisen im Verein mit den Beobachtungen an Kalifeldspaten Schlüsse zur Geschichte des Gesteins zulassen wird. Nehmen wir wieder den einfachen Fall an, daß ein granitisches Erstarrungsgestein unter niedrigen Temperaturverhältnissen zum Granitgneis umgeprägt wird, so müßte vollkommene kristalloblastische Neubildung der Gemengteile die polysynthetische Verzwillingung der alten Granitplagioklase zum Verschwinden bringen und zu einfacher verzwillingten Individuen führen. Hand in Hand damit werden die Kalifeldspate zu Mikroklinen (grob gegittert oder einfach) werden und inverse Zonenstruktur der Plagioklase wird auftreten (siehe nächsten Absatz). Die Entstehung richtig polysynthetischer Zwillingslamellen ist unter diesen Bedingungen (verhältnismäßig niedrige Temperatur) offenbar nicht möglich.

In den meisten Fällen wird man jedoch, z. B. in dem Zentralgneiskomplex der Hohen Tauern oft auch Plagioklase mit ausgeprägter polysynthetischer Lamellierung antreffen, hier scheint daher zunächst der vorläufige Schluß gerechtfertigt, daß es sich dann um gepreßte, jedoch nicht völlig umkristallisierte alte granitische Komponenten handelt. In diesem Falle werden auch Kalifeldspate als Relikte vorliegen können, die dann nach obigem mehr oder weniger gegittert als Aderperthite auftreten. Diese scheinbar einfache Deutung — ob kristalloblastisch erneuerte oder Reliktstruktur auf Grund der Verzwilligung vorliegt — wird aber dadurch kompliziert, daß ja vielfach Stoffwanderung hinzutritt und daß sich die Wärmeverhältnisse im Laufe der Umprägung ändern können (z. B. durch Versenken in größere Tiefen). Im ersten Falle kommt es zu Erscheinungen, die denen von Reststrukturen recht ähnlich werden können ,denn die gelegentlich von Granitisationsvorgängen zugeführten Plagioklase sind vielfach polysynthetisch verzwillingt. Auch der zweite Fall führt zu diesem Bild. Es wird dann schwierig, bei solcher mehrfacher Metamorphose die Geschichte der Feldspate und somit die des Gesteins aufzuhellen. Immerhin wird man bei einer größeren Anzahl von Beobachtungen an Schliffen im Verein mit feldpetrographischen Beobachtungen etwas aussagen können.

Analoges ist von den Periklinzwillingen zu sagen. Aufgewachsene Kristalle in Klüften bestehen im allgemeinen nur aus zwei Indivi-

duen. In Gesteinen treten Periklinzwillinge vorwiegend nur bei basischeren Mischgliedern der Plagioklasreihe auf und herrschen bei anorthitreichen gegenüber den Albitzwillingen vor. Vielfach polysynthetische Verzwilligung nach diesem Gesetz ist vor allem nur dann zu beobachten, wenn Druckwirkung eine Rolle gespielt hat.

Auch in diesem Falle der Verzwilligung sind augenscheinlich ursprünglich hochtemperierte Plagioklase — z. T. noch mit Hochtemperaturoptik — in die Tiefform umgelagert worden, wie wir das für die polysynthetische Albitlamellierung angenommen haben. Besonders deutlich ist dies z. B. bei Fleckamphiboliten des Waldviertels zu sehen, wo noch Relikte alter Diabaseinsprenglinge erhalten geblieben sind und die neben der starken und feinen Verzwillingung noch Hochtemperaturoptik aufweisen, während die bereits kristalloblastisch erneuerten Individuen (mit Tieftemperaturoptik) weniger Albitlamellen zeigen.

Es ist daher bei polysynthetischer Periklinverzwilligung im Bereiche kristalliner Schiefer oft der Verdacht auf Relikte vorhanden, deren Optik gemessen werden sollte. Kombination dieses Gesetzes mit dem Albitgesetz ist gleichfalls ein Anzeichen für Bildungen aus hochtemperierten Schmelzflüssen. Auf diese Weise kommt der Tiefformkristall der Symmetrie des früheren Hochformkristalls am leichtesten nahe (vgl. die Mikroklingitterung nach den beiden Gesetzen!). Es sind auch solche Verzwilligungen nur an Erstarrungsgesteine gebunden und dann gerne mit dem Karlsbadergesetz in Verbindung.

Über die Zusammenhänge der weiteren Verzwilligungen mit der Gesteinsgenesis können wir noch nicht Sicheres aussagen. Das Bavenoergesetz tritt bei basischen Plagioklasen in Ergußgesteinen nicht selten auf. Das Manebacher- und Esterelgesetz scheint bei sauren Plagioklasen in Graniten nicht so selten zu sein. In solchen Fällen macht es den Eindruck, als würde hier die Bildungstemperatur sich mehr den pegmatitischen Verhältnissen anpassen.

Richten wir noch einen Blick auf variscische Gneise! In Granuliten und Gföhlergneisen sind die wenigen sauren Plagioklase polysynthetisch verzwillingt, was wieder offenbar mit der hohen Temperatur der ursprünglichen Schmelzen zusammenhängt; im Einklang damit stehen die oben geschilderten Eigenschaften der Kalifeldspate.

In den vielen Granitgneisen in der Nachbarschaft des Gföhlergneises haben wir genetisch andere Gneise vor uns und nicht etwa Apophysen des Gföhlergneises. Ihre Feldspate sind in der Regel so, daß sie nur als mehr oder weniger umgeprägte magmatische Bildungen zu deuten sind. Hier handelt es sich also — mit Ausnahmen

— um granitische Lagergänge, die nachträglich umgewandelt und nur in seltenen Fällen vollkommen kristalloblastisch erneuert wurden, denn die Albitverzwilligung ist polysynthetisch und der inverse Zonenbau tritt nur ganz untergeordnet auf. Am wenigsten ist der „Syenitgneis" von Krems metamorph verändert, er enthält noch schwach gegitterte, trübe Kalifeldspate, nur teilweise sind diese klar und stark gegittert (Neubildungen) und die Plagioklase zeigen normale Zonenstruktur.

Zu diesen zunächst dynamometamorph veränderten granitischen Lagergängen gesellen sich z. T. noch spätere Nachschübe von Feldspatsubstanz, die das Bild wieder stark verwischen. Solche Injektionen ergreifen natürlich auch die Paragneise; Plagioklasaugen in diesen sind dann stark polysynthetisch albitlamelliert zum Unterschied gegen die typomorphen Plagioklase der Schiefergneise, die schwach verzwillingt sind. Vielleicht könnte es durch derartige Beobachtungen möglich sein, das nachträglich zugewanderte Plagioklasmaterial in seinem Ausmaße zu erkennen und abzuschätzen.

2. *Die inverse Zonenstruktur.*

Während die normale Zonenstruktur schon seit langem richtig geklärt werden kann, ist die inverse Zonenfolge in kristallinen Schiefern erst heute bezüglich ihrer Entstehung einigermaßen unserem Verständnis näher gerückt, obwohl auf die Erscheinung schon vor 50 Jahren hingewiesen wurde[1]. Ein wesentlicher Unterschied gegenüber der normalen Zonenfolge in Erstarrungsgesteinen besteht darin, daß — mit seltenen Ausnahmen — die anorthitreichere Hülle nicht scharf gegen den albitreichen Kern absetzt, sondern daß beide allmählich ineinander übergehen und daß eine rhythmische Wiederholung von Zonen fehlt. Auch sind die Unterschiede im Chemismus zwischen Kern und Hülle nicht so groß und außerdem ist durchaus nicht immer der ganze Kern von einer Hülle umgeben, diese setzt sich oft nur an einer Stelle an oder man kann beobachten, daß sich nur entlang der Schieferungsebene die basische Mischung an den sauren Kern anlagert (siehe Abbildungen und Text in *F. Becke,* 75. Bd. der Denkschriften). In anderen Fällen ist deutliche Zunahme des An-Gehaltes an den Grenzen der Plagioklase mit Ca-reichen Nachbarmineralen (z. B. mit Granat) festzustellen, was das klare Bild einer Reaktion darstellt.

Aus kristallchemischen Überlegungen wissen wir heute, daß sich die Gerüstsilikate der K, Na-Feldspate aus dem Schmelzfluß zuletzt

[1] *F. Becke,* Anz. d. Akad. d. Wiss. Wien vom 14. I. 1897 und Lotos, Prag, Bd. 17, Nr. 3, 58, 1897.

bilden, also müssen sie bei der Metamorphose durch Druckbeanspruchung und Erwärmung zuerst wieder aufgelöst werden, ihre Stoffe werden zuerst mobil und begeben sich auf die Wanderschaft, bis sie als Alkalifeldspate wieder zur Neubildung gelangen. So sind die ersten kristalloblastischen Bildungen von Plagioklasen, deren Stoffe aus den Kalinatronfeldspaten stammt, Ca-arm; erst etwas später werden die kalkreicheren Plagioklase und die Ketten- und Bandgitter der Augite und Hornblenden aufgelöst und liefern jetzt Ca-reiche Stoffmengen, die mit den noch immer zirkulierenden Alkalien u. a. An-reichere Plagioklase ergeben, die sich an die älteren[1] albitreichen Neuprodukte ansetzen. Daß der Übergang vom Kern zur Hülle allmählich verläuft und daß entlang der Schieferungsebene, die den leichten Transport gewährleistet, der Ansatz auch leichter erfolgt, ist ohne weiteres mit dieser Vorstellung im Einklang.

Es fragt sich nun, ob das Auftreten der inversen Zonenstruktur ebenfalls für die Gesteinsgenese einen Beitrag liefern kann. Das ist bestimmt der Fall: Die Anwesenheit inverser Zonenstruktur zeigt ohne Zweifel mehr oder weniger *völlige Umprägung der früheren Mineralvergesellschaftung* an; die begleitenden Kalifeldspate sind grob und einfach gegitterte, perthitarme bis -freie Mikrokline mit großem $2V\alpha$, die Plagioklase sind (bei Kristallisation in oberen Zonen) einfach verzwillingt oder auch frei von Zwillingslamellen. Ist mit dieser Kombination polysynthetisch reich verzwillingter Plagioklas oder schwach gegitterter, nur teilweise entmischter, Kalifeldspat mit relativ kleinem Achsenwinkel verbunden, so müssen hier jüngere Nachschübe an Feldspatsubstanz stattgefunden haben.

Ich glaube, daß man darin ein scharfes Kriterium hat für die Feststellung späterer Injektionen, da die Bildungsbedingungen für die inverse Zonenstruktur keine unvollkommene Trennung von Albit- und Kalifeldspatsubstanz der K-Na-Feldspate dulden könnte. Ausnahmen wären nur bei im Vergleich zu den übrigen Gemengteilen sehr großen alten Einsprenglingen möglich, die der Durchbewegung widerstanden haben.

Ich bin mir dessen bewußt, daß diese kurzen Hinweise auf physiographische Eigenschaften der Feldspate für das gesteckte Ziel noch ungenügend und verbesserungsfähig sind. Die folgenden Arbeiten von *Ch. Exner* und *M. Sedlacek* werden Vorteile und Schwächen der vorgebrachten Ideen aufzeigen. In den Rahmen des Gebrachten gehören schließlich noch die Beobachtungen über Myr-

[1] Es ist die Bildung der Gemengteile in kristallinen Schiefern kein vollkommen gleichzeitiger Akt. Auch hier gibt es eine Art von Kristallisationsfolge, wenn auch weit schwächer ausgeprägt als bei Erstarrungsgesteinen, worauf schon *B. Sander* hingewiesen hat.

mekitbildungen. Diesbezüglich sei aber hier nur auf die wichtigen Arbeiten von *F. K. Drescher-Kaden* (9) hingewiesen.

Es wird noch vieler und eingehender Untersuchungen bedürfen, um ein gesicherteres Rezept zu geben, wie die überaus große Mannigfaltigkeit der Feldspate gedeutet und zur Aufhellung petrogenetischer Fragen benutzt werden kann. Bei der teilweisen Problematik der Prämissen sollen diese Zeilen — wie beabsichtigt — vorläufig nur zur kritischen Beurteilung dem Geologen und Petrographen zur Kenntnis gebracht werden.

Literatur.

1. *Raaz, F.*, Trachtstudien am Orthoklas. Min. petr. Mitt. *36*, 321—356, 1935. — 2. *Neugebauer, F.*, Die Kristalltracht von einfachen Kristallen und Karlsbaderzwillingen des Orthoklases. Ebenda, *25*, 413, 1906. — 3. *Köhler, A.* und *F. Raaz*, Gedanken über die Bildung von Feldspatzwillingen in Gesteinen. Verh. der Geol. B.-A. Wien, Jg. 1945, Wien 1947. — 4. *Iwasaki, C.*, On the orthoclase crystals from Shinano, Japan. Amer. Journ. of sci, *8*, 157—158, 1899. — 5. *Ebert, H.*, Die Art der Verwachsung bei einigen granitischen Perthitfeldspaten. Fortschr. der Min. usw. *16* 65—66, 1931. — 6. *Ito, T.*, The existence of a monoclinic sodafeldspat. Zeitschr. für Krist. *100*, 297—307, 1939. — 7. *Faessler, C. und L. P. Trembley*, (Ref. in „The Mining Magazine" Vol. *74*, Nr. 3, London 1946. — 8. *Köhler, A.*, Die Feldspate, eine monographische Darstellung. Erscheint im Jahrbuch der Geol. B.-A. Wien. — 9. *Drescher-Kaden, F. K.*, Beiträge zur Kenntnis der Migmatit- und Assimilationsbildungen sowie der synantetischen Reaktionsformen. Chemie der Erde *14*, 157—238, 1942.

Aus dem Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Graz.

Chromhaltiger Chlorit („Kämmererit") von Kraubath.

Von

Inge Kopetzky.

(Eingelangt am 13. November 1947.)

Unter den vielen Mineralien, die der Serpentin von Kraubath birgt, wird auch der „Kämmererit" erwähnt. Das Mineral kommt, von pfirsichblütroter bis rosagrauer Farbe, in blättrigen und faserigen Aggregaten im Serpentin vor.

Bisher fehlte die chemische Analyse des Minerals, die nun, neben optischer Untersuchung, durchgeführt wurde.

Chemische Analyse des „Kämmererites".

Als Analysensubstanz fanden unter dem Mikroskop ausgesuchte. Täfelchen des Minerals, die weitgehend von fremden Mineralien befreit wurden, Verwendung.

Der Analysengang war der einer gewöhnlichen Silikatanalyse; Bemerkung verdient nur die Bestimmung des Chrom. Dieses wurde als Chromisalz mit den Sesquioxyden ausgefällt, filtriert und verascht; nach erneutem Aufschließen mit Soda konnte Aluminium und Chrom in stark alkalischer Lösung von Eisen getrennt werden; der Chromgehalt wurde, nach Trennung vom Aluminium durch Ansäuern mit Salpetersäure und anschließendem Fällen mit Ammoniak, einmal aus kolorimetrischen Messungen und hierauf durch Reduktion zu Chromisalz und Fällen mit Ammoniak ermittelt.

Die Analyse ergab:

	I. Analyse	II. Analyse	Mittelw.	Atomprop.	
SiO_2	31,10%	31,51%	31,30%	5212	
Al_2O_3	13,47%	12,89%	13,18%	2586	
Fe_2O_3	2,10%	2.41%	2,25%	282	Si Al = 6872 = 4 × 1718
Cr_2O_3	7,42%	7,56%	7,49%	986	Al Fe Cr Mg = 10308 = 6 × 1718
MgO	32,67%	32,80%	32,73%	8118	HO = 13744 = 8 × 1718
H_2O	—	12,91%	12,91%	14332	
H_2O —	0,65%	—	—	—	

Summe: 99·86%

Das entspricht der Formel:

$$(OH)_8\ (Mg^{812}\ Fe^{28}\ \underbrace{Cr^{98}\ Al^{91}}_{189})_6\ (Al^{167}\ Si^{521})_4.$$

Unter der Annahme, daß Cr nur Al und Mg vertritt, (d. h. nur in die 6er Koordination eingeht) ergibt sich ein Vergleich mit der bei *A. Hödl* (1) zitierten Analyse Nr. 99, die als „Rumpfit" (Leuchtenbergit, Klinochlor) von St. Michael, Steiermark, bezeichnet wird:

$$(OH)_{7,8}\ (Mg^{826}\ Fe^{\cdot\cdot\cdot 19}\ Fe^{\cdot\cdot\cdot 10}\ Al^{207})_6\ (Al^{187}\ Si^{521})_4.$$

An optischen Daten wurde bestimmt: optischer Charakter immer positiv, zweiachsig, Achsenwinkel schwankend, gelegentlich fast einachsig, eventuell durch Zwillingsbildung hervorgerufen. $2\,V = 0 - 31^0$. Infolge der geringen Doppelbrechung wurde nur der mittlere Brechungsexponent mit 1·579 bestimmt.

Winchell (2) stellte ein Diagramm der optischen Verhältnisse der chromhaltigen Chlorite auf; es erschien wünschenswert damit einen Vergleich anzustellen. *Winchell* verwendet folgende Komponenten: Antigorit, Amesit und Kämmererit, wobei er von vornherein die Anwesenheit von Eisen nicht berücksichtigt. Die Kraubather Analyse auf die genannten Komponenten umgerechnet ergibt im Sinne *Winchells:*

15% Kämmererit,
38% Amesit,
47% Antigorit.

Hieraus folgt ein Punkt im *Winchell*schen Diagramm mit den optischen Daten: 1·578 für den mittleren Brechungsquotienten im positiven Feld; das ergibt gute Übereinstimmung mit dem Kraubather Material.

Die Definition chromhaltiger Chlorite wird in der Literatur nicht einheitlich durchgeführt, z. B. verwendet *Winchell* den Ausdruck Kämmererit für einen Amesit, der an Stelle von Al nur Chrom enthält:

$$H_4\ Mg_2\ Cr_2\ SiO_9 = (OH)_8\ Mg_4\ Cr_2\ [Si_2\ Cr_2\ O_{10}],$$

während *Strunz* für Kämmererit die Formel schreibt:

$$Mg_5\ Cr^{\cdot\cdot\cdot}\ [(OH)_8 / Cr^{\cdot\cdot\cdot}\ Si_3\ O_{10}];\ \text{d. i.}\ (OH)_8\ Mg_5\ Cr\ [Cr\ Si_3\ O_{10}];$$

ferner bezeichnet Strunz als chromhaltigen Amesit:

$$Mg_4\ (Al\ Cr^{\cdot\cdot\cdot})_2\ [(OH)_8 / (Al\ Cr^{\cdot\cdot\cdot})\ Si_3\ O_{10}],\ \text{das ist}$$
$$(OH)_8\ Mg_4\ (Al\ Cr)_2\ [(Al\ Cr)\ Si_3\ O_{10}].$$

Es wurden die in der Literatur veröffentlichten Analysen daraufhin geprüft, ob es Zusammensetzungen gibt, bei denen man ge-

zwungen ist, Cr in die 4-Koordination des Si zu rechnen. Die meisten Analysen enthalten zu wenig Chrom, nur bei wenigen Analysen, die etwa einen Chromgehalt von 10% und darüber aufweisen, kann ein kleiner Betrag des Chrom in die 4-Koordination gerechnet werden. Der Betrag ist so gering, daß er nur etwas über der Analysengenauigkeit liegt. Damit erscheint die Selbständigkeit eines Minerals „Kämmererit" etwa im Sinne *Winchells* in Frage gestellt. Das berührt selbstverständlich nicht die Möglichkeit, ein solches „Endglied" zu berechnen, um dann die chemische Zusammensetzung mit den optischen Eigenschaften in Verbindung zu bringen.

Es wird vorgeschlagen, die Cr-haltigen Glieder der Chloritreihe einfach als „Chromhaltiger Chlorit" zu bezeichnen.

Literatur.

1. *A. Hödl,* Über Chlorite der Ostalpen. N. Jb. f. Min. 77 BB. A p. 1 — 77. — 2. *A. N. Winchell,* A Third study of Chlorite. Am. Min. 21, 1936.

Max Haitinger zum Gedächtnis.

Am 19. Februar 1946 starb Oberst Dr. h. c. *Max Haitinger*. Wir, seine Freunde, und alle, die ihm näher standen, wußten, was wir mit ihm verloren haben, ist ja mit ihm ein vortrefflicher Mensch und zugleich ein Wissenschaftler eigener Art dahingegangen, dessen Gedankengänge auch die Arbeiten der Wiener Mineralogenschule beeinflußt haben. So seien ihm auch an dieser Stelle ein paar Worte der Erinnerung gewidmet.

Haitinger wurde am 20. April 1868 in Hernals (heute zu Wien gehörig) als Sohn eines Mediziners, der selbst wieder ein Bregenzer Kaufmannssohn war, geboren. Seine erste Studienrichtung ließ noch nicht auf die künftige Laufbahn schließen. Er besuchte die önologische und pomologische Anstalt in Klosterneuburg, hörte auch an der Wiener Universität Vorlesungen aus Physik, Chemie und Botanik, ging aber bald nach Reutlingen und Tübingen, wo er wieder Gartenbau und Kameralwissenschaften studierte und sich als Praktikant auf den Herbersteinschen Gütern betätigte.

Aus dieser in jungen Jahren eingeschlagenen Bahn wurde er durch seine Militärdienstleistung als Einj.-Freiw. herausgerissen. Er fand Gefallen an dem Dienst bei den Pionieren, so daß er sich aktivieren ließ und die Offizierslaufbahn ergriff. In diesen 30 Jahren seines Lebens wirkte er als Vorbild eines altösterreichischen Offiziers und erwarb sich besonders als Lehrer für Mathematik, Physik und Chemie große Verdienste. Seine vielen Schüler bewahren ihm bis heute das beste Andenken. Mit Ende des Weltkrieges ging *Haitinger* als Oberst freiwillig in Pension und zog sich nach Weidling bei Wien zurück.

Der frühzeitige Ruhestand konnte seine Arbeitskraft und seinen Drang nach wissenschaftlicher Betätigung nicht lähmen. Er vertiefte sich bald wieder in physikalische Probleme und damit begann die zweite große Leistung in seinem erfolgreichen Leben. Seine Forschungen auf dem Gebiete der Fluoreszenz im weitesten Sinne, seine reichen Erfahrungen bezüglich der Anwendungsmöglichkeiten der Fluoreszenzuntersuchung in anderen Wissensgebieten, wozu ihm seine umfassenden naturwissenschaftlichen Kenntnisse die Möglichkeit gaben, brachten ihn bald mit zahlreichen Männern der Wissenschaft und Praxis in Verbindung, viele suchten Rat und Hilfe bei ihm und dies niemals umsonst. Er gab aus dem Borne seines Wissens stets überreichlich jedem, der da kam.

So kamen auch wir mit diesem Manne zusammen, der mir persönlich später ein treuer Freund wurde. Die Wiener Mineralogen haben seitdem mit ihren Lumineszenzarbeiten manches Schöne und Neue gebracht und für weitere Arbeiten Grundlagen geschaffen. So haben die Ideen *Haitingers* auch unser Gebiet bedeutend befruchtet. Manche mit ihm besprochenen Probleme konnten infolge der Zeitumstände noch nicht ausgearbeitet werden. Das soll aber zu einem späteren Zeitpunkt um so mehr geschehen, als wir Mineralogen dem Dahingegangenen unseren Dank in Arbeiten abstatten wollen.

Die hervorragenden Ergebnisse der *Haitinger*schen Untersuchungsmethoden auf allen möglichen Gebieten, vor allem in der Botanik und Medizin haben auch zu äußeren Ehrungen geführt. 1937 erhielt *Haitinger* den *Fritz-Pregl-Preis* und 1944 wurde ihm von der Wiener Universität das *Ehrendoktorat* verliehen.

Obwohl seit längerer Zeit fast erblindet und krank, ruhte *Haitinger* nicht bis zur letzten Stunde, es beschäftigten ihn mannigfaltige Probleme und eine neuerliche Zusammenfassung der Forschungsergebnisse auf dem Gebiete der Lumineszenzanalyse lag ihm besonders auf dem Herzen. Mitten in dieser Arbeit hat ihn der Tod hinweggerafft. Wir haben sein Erbe angetreten und das verpflichtet uns!

A. Köhler.

Literatur: Neue Bücher.

General and Inorganic Chemistry for University Students. Von *J. R. Partington.* Mit 345 Textabb. XXIII, 916 S. London: Macmillan & Co. Ltd., 1946.

Das Buch ist gegenüber den vielbenutzten *Text Book of Inorganic Chemistry for University Students* desselben Verfassers, das in mehreren Auflagen erschienen ist, in vieler Beziehung stark erweitert.

Im ersten Teil werden auf 280 Seiten in 10 Kapiteln die Grundzüge der allgemeinen und physikalischen Chemie behandelt, die in sonstigen Lehrbüchern der anorganischen Chemie geringe Beachtung finden; und zwar zu Unrecht, weil gerade durch eine solche Einführung eine bessere Erfassung des Detailstoffes der anorganischen Chemie gewährleistet ist. Kapitel über die moderne Atomtheorie und die Quantentheorie des Atoms fehlen hier so wenig, wie ein Kapitel über den festen Zustand, in welchem Kristallographie, die Grundbegriffe der Kristallchemie und eine Reihe von verbreiteten, einfachen Kristallstrukturtypen behandelt werden. Sehr beachtenswert sind die reichlichen historischen Hinweise, wie schon in der Einleitung das entwicklungshistorische Moment den Studierenden vor Augen geführt wird.

Im zweiten (speziellen) Teil ist eine etwas ungewohnte Anordnung gewählt, gegen die aber nichts Grundsätzliches eingewendet werden kann. Es werden die Elemente der Nebenreihen immer unmittelbar im Anschluß an die Hauptreihen besprochen; so folgt auf die Besprechung des Wasserstoffes die der Alkalimetalle und anschließend gleich die von Kupfer, Silber und Gold. Bei knapper Darstellung erfolgt die Behandlung der einzelnen Elemente nach allen Richtungen hin unter umsichtiger Auswahl des Stoffes.

Wenn sich auch das Werk in erster Linie an vorgeschrittene Studierende der Chemie wendet, ist seine Benützung sicherlich für jedermann von Vorteil, der sich dauernd oder vorübergehend mit anorganisch-chemischen Fragen zu befassen hat.

F. Machatschki, Wien.

Quantitative organische Mikroanalyse. Von *F. Pregl* †. *Fünfte* Auflage, nach dem gegenwärtigen Stand der Forschung und Praxis bearbeitet von *H. Roth.* Mit 80 Textabb., XI, 317 S. Wien: Springer-Verlag, 1947. In Österreich: geb. S 60.—. Im Ausland: geb. sfr. 32.—.

Es würde einem Mineralogen oder Petrographen wenig anstehen, ein Buch wie das vorliegende kritisch zu besprechen; es tangiert ja das eigene Fachgebiet nur in einzelnen Punkten. Aber wer die erste Auflage von *Pregls* „Quantitativer chemischer Mikroanalyse" kennt, ersieht aus dem Vergleich der ersten und fünften Auflage, welche gewaltige methodische Erweiterungen die von *Pregl* begründete Mikroanalyse, unter Mitwirkung zahlreicher Forscher, besonders von Schülern *F. Pregls* und darunter von seiten des Neubearbeiters, der alle erprobten neuen Methoden mitverarbeitet hat, im Laufe einer relativ kurzen Zeit erfahren hat.

Abgesehen davon, daß auch der Mineraloge und Petrograph manchmal in die Lage kommt, sich einschlägiger mikroanalytischer Methoden zu bedienen, ist für den Mineralanalytiker das einleitende Kapitel über die mikroanalytischen Waagen und ihre Behandlung wichtig, ferner das von *L. Kofler* bearbeitete

Kapitel (S. 270—281) über Mikrobestimmungsmethoden beim Schmelzen von Substanzen. Überhaupt ist es sehr zu begrüßen, daß ein Abschnitt über die Mikrobestimmung physikalischer Konstanten aufgenommen wurde.

F. Machatschki, Wien.

Personalnachrichten.

Am 9. November 1945 starb der langjährige Vorstand des Mineralogischen Institutes der Universität Wien, Prof. Dr. *Emil Dittler,* nach langer Krankheit. — Zum Professor für Mineralogie und Petrographie an der Universität Graz wurde 1946 der dortige Privatdozent Dr. *Haimo Heritsch* ernannt. — Im Juni 1946 wurden Prof. Dr. *Hans Leitmeier*-Wien und Prof. Dr. *Felix Machatschki*-Wien zu korrespondierenden Mitgliedern der Österreichischen Akademie der Wissenschaften gewählt. — Anläßlich der Jahrhundertfeier der Österreichischen Akademie der Wissenschaften im Jahre 1947 wurde Prof. Dr. *P. Niggli*-Zürich zum Ehrenmitglied der mathem.-naturwiss. Klasse gewählt. — Im Mai 1947 erfolgte die Wahl von Prof. Dr. *F. Machatschki*-Wien zum korrespondierenden Mitglied von Geologiska Föreningen i Stockholm.

1947 Nr. 110

Mitteilungen
der
Wiener Mineralogischen Gesellschaft.

Bericht 75
Monatsversammlung am 7. Jänner 1944 (gemeinsam mit dem Alpenländischen Geolog. Verein):
Fr. Kautzky: Über die neuen Erzschurfmethoden in Schweden.
Trauerversammlung am 24. Jänner 1944 zum Gedächtnis an Prof. Dr. *Alfred Himmelbauer.* Worte des Gedenkens sprachen: Prof. Dr. *A. Marchet,* Hofrat Prof. Dr. *H. Michel* und Prof. Dr. *K. Höfler.*
Monatsversammlung am 4. Februar 1944 (gemeinsam mit dem Alpenländischen Geolog. Verein):
Bartel Granigg: Sekundäre und primäre Zirkonlagerstätten in Europa und deren Gewinnungsmöglichkeiten.
Monatsversammlung am 31. März 1944 (gemeinsam mit dem Alpenländischen Geolog. Verein):
L. Waldmann: Das Grundgebirge im Waldviertel.
Hauptversammlung am 8. Mai 1944:
H. Michel: Goethe als Geognost im alten Österreich. (Der Bericht erscheint in den nächsten Mitteilungen).
Monatsversammlung am 4. Juli 1944:
F. Machatschki: Grundzüge des Aufbaues der Kristalle 76
Monatsversammlungen am 20. November 1944 und 4. Dezember 1944:
F. Machatschki: Die Verteilung der mineralischen Rohstoffe 78
Neueröffnungsversammlung am 11. November 1946:
H. Leitmeier: Altes und Neues aus Predazzo I 78
Monatsversammlung am 2. Dezember 1946:
H. Leitmeier: Altes und Neues aus Predazzo II 79
Monatsversammlung am 20. Jänner 1947:
J. Zemann: Neuere Anschauungen vom Aufbau der Erde 81
Monatsversammlung am 28. Februar 1947 (gemeinsam mit der Geologischen Gesellschaft):
Chr. Exner: Das Gneisproblem in den östlichen Hohen Tauern . . . 82
Monatsversammlung am 24. April 1947:
F. Machatschki: V. M. Goldschmidt gestorben 88
F. Machatschki: Kristallchemische Probleme I: Epidot 89
Monatsversammlung am 16. Mai 1947:
H. Haberlandt: Neue geochemische Forschungen des Auslandes . . . 92
Exkursion nach Deutsch-Altenburg und Berg am 8. Juni 1947 97
Mitgliederverzeichnis 98

Bericht.

Die Tätigkeit der Wiener Mineralogischen Gesellschaft wurde durch die letzten Kriegsjahre stark beeinträchtigt. Die Durchführung von Exkursionen stieß zunächst auf Schwierigkeiten, auswärtige Vortragende konnten nicht mehr herangezogen werden; im Winter 1944/45 behinderten die sich wiederholenden Zer-

störungen an der Wiener Universität und der Mangel an Beheizungsmöglichkeiten die Versammlungstätigkeit, bis schließlich im Februar 1945 der angestammte Versammlungsraum, der Hörsaal des Mineralogischen Institutes der Universität Wien, durch Bombeneinwirkung, der ein Teil des Mineralogischen Institutes zum Opfer fiel, unbrauchbar wurde; mit der Institutsbibliothek gingen damals auch die laufenden Protokolle der Gesellschaft mit schon vorbereiteten Versammlungsberichten durch einen schweren Brand verloren, der durch eine mit Sprengbombenzerstörung verbundene Unvorsichtigkeit in der Heizungshandhabung in den darüberliegenden Räumen des juridischen Dekanats hervorgerufen worden war.

Die mit dem Kriegsende verbundenen personellen Umstellungen, in Verbindung mit der Umorganisierung und Überprüfung der Tätigkeit aller Gesellschaften und Vereine, bedingte zunächst eine Unterbrechung des Bestehens der Gesellschaft. Es ist vor allem den unermüdlichen Bemühungen des Herrn Hofrats Dr. *A. Lechner,* der in seinen Bestrebungen vom Herrn Zentraldirektor Dr. *H. Karabacek* und Herrn Sektionschef Dr. *O. Rotky* bestens unterstützt wurde, zu danken, daß am 10. Oktober 1946 eine provisorische Vorstandssitzung stattfinden konnte, die einen Vorschlag für die Wahl eines neuen Vorstandes ausarbeitete, der der folgenden Neueröffnungssitzung vorzulegen war. Außer den drei genannten Herren nahmen an dieser Sitzung teil: Pd. Dr. *H. Haberlandt,* Prof. Dr. *F. Machatschki,* Dr. *A. Schiener,* Dr. *M. Sedlacek* und Dr. *J. Zemann.*

F. Machatschki.

Monatsversammlung

am 4. Juli 1944 im Hörsaal des Mineralogischen Institutes der Universität.

Vortrag:

F. Machatschki: Grundzüge des Aufbaues der Kristalle.

Die zahlreichen Beobachtungen über die gesetzmäßige Formengestaltung der Kristalle und über ihr besonderes physikalisches Verhalten führten im 18. Jahrhundert schon dazu, daß nach den Ursachen dafür gesucht wurde; diese wurden von Anfang an in die Gesetzmäßigkeit des inneren Aufbaues der Kristalle verlegt. Dies führte bis zum Ende des 19. Jahrhunderts zum Ausbau der kristallographischen Strukturtheorie auf der Basis des Begriffes des *Raumgitters.* Aber erst die Entdeckung der Röntgenbeugungsinterferenzen durch *von Laue* im Jahre 1912 ermöglichte einen ins einzelne gehenden Einblick in den Aufbau der kristallinen Materie, die den festen Zustand beherrscht und ihre Vorläufer in das Gebiet der Flüssigkeiten erstreckt. Vor allem für die Vorstellungen vom Aufbau der anorganischen Stoffe wirkten diese Ergebnisse durch die starke Verdrängung der früher herrschenden Molekülvorstellungen revolutionierend.

Die meisten anorganischen Stoffe sind nach dem Prinzip der *Koordinationsgitter* aufgebaut, welche streng abgegrenzte Atomgruppen von der Art der elektrostatisch abgesättigten Moleküle nicht erkennen lassen. Die Einzelheiten des Aufbaues werden vorzugsweise durch die Größenverhältnisse der an der Zusammensetzung beteiligten Atome oder Ionen bestimmt, in dem Sinne, als sich zum Beispiel ein bestimmtes Kation je nach seiner Größe mit einer kleineren oder größeren Anzahl von Anionen umgibt, wobei in der Regel Komplexe mit

elektronegativer Überschußladung entstehen, die wieder weitere positive Ionen anlagern, ohne daß jemals diesem Anlagerungsprozeß ein Ende gesetzt wäre. Ein derartiges Anlagerungsprinzip erstreckt sich meist über die drei Dimensionen des Raumes hin (räumliches Koordinationsgitter), seltener über zwei Richtung hin (Schichtgitter), oder nur nach einer Richtung hin (Kettengitter). Das ganze räumliche Gitter oder die einzelne Schicht oder die unabgeschlossene Kette stellt gewissermaßen ein dreidimensional oder zweidimensional oder eindimensional unendliches „Molekül" dar. Dieser Aufbau nach dem Koordinationsprinzip beschränkt sich aber keineswegs auf die aus positiven und negativen Ionen, die sich gegenseitig infolge ihrer entgegengesetzten Aufladung anziehen und sich auf bestimmte Abstände nähern, aufgebauten Kristallgitter, welche man als *Ionengitter* oder Gitter mit *heteropolarer* Bindung bezeichnet. Wir treffen dasselbe Koordinationsprinzip auch bei zahlreichen Kristallgittern, die aus nichtionisierten Atomen aufgebaut sind, z. B. beim *Diamant*. Hier ist jedes Kohlenstoffatom von vier anderen tetraedrisch umgeben, und zwar in nach allen Richtungen nicht abreißender Folge. Die Bindung zwischen den einzelnen Kohlenstoffatomen erfolgt nicht durch die gegenseitige Anziehung von entgegengesetzt aufgeladenen Teilchen, sondern dadurch, daß sich die äußeren Elektronenschalen der benachbarten Kohlenstoffatome gegenseitig durchdringen, wodurch erreicht wird, daß gegenseitig die äußeren Elektronenschalen auf stabile Achterschalen ergänzt werden, während das einzelne Atom nur vier Außenelektronen besitzt; man nennt diese Bindung *homöopolare* oder *Atombindung*. Auch das gesamte Gebiet der metallischen Stoffe mit ihren besonderen Eigenschaften (Undurchsichtigkeit, hoher Glanz, bedeutendes thermisches und elektrisches Leitvermögen) wird im Aufbau seiner Kristalle vom Koordinationsprinzip beherrscht: Durch Abgabe von einzelnen Elektronen sind die Metallatome in positive Ionen umgewandelt, die in meist hochsymmetrischer Anordnung zu dreidimensionalen Koordinationsgittern gruppiert sind und die durch die abgegebenen, zwischen ihnen frei beweglichen negativen Elektronen zu festen Kristallgittern miteinander verbunden werden *(metallische Bindung)*.

Übergänge zwischen den verschiedenen Bindungsarten sind übrigens nicht selten; in vielen Kristallgittern treten auch verschiedene Bindungsarten nebeneinander auf. So sind z. B. in der zweiten Form des Kohlenstoffs, dem Graphit, die Kohlenstoffatome zunächst nach dem Koordinationsprinzip homöopolar zu zweidimensionalen Schichten zusammengefügt. Die Bindung zwischen derartigen im Kristall aufeinanderfolgenden Schichten erfolgt durch von den einzelnen Kohlenstoffionen der Schichten abgegebenen Elektronen, die zwischen den Schichten frei beweglich und für die stark metallischen Eigenschaften des Graphits im Gegensatz zum rein homöopolar aufgebauten Diamant verantwortlich sind.

Die Kristallgitter der organischen Verbindungen sind wie die von einigen tiefschmelzenden Stoffen (S_8, Sb_4O_6, SiF_4, CO_2) *Molekülgitter* mit auch im festen Zustand fest abgegrenzten Molekülen, die im wesentlichen nur durch die schwachen zwischenmolekularen *Van der Waalsschen Kräfte* zu gesetzmäßig aufgebauten Kristallgittern zusammengefügt sind. Nur bei organischen Faserstoffen (Cellulose, Keratin usw.) verwischt sich wegen mangelnder Bestimmtheit der Gesamtlänge der Fasermoleküle das Molekül im Sinne einer abgegrenzten, aus einer bestimmten Anzahl von Atomen aufgebauten Einheit nach Richtung von unabgegrenzten Kettenmolekülen; dadurch wird eine Brücke zu den anorganischen Kettenkoordinationsgittern geschlagen.

Monatsversammlungen

am 20. November 1944 und 4. Dezember 1944 im Hörsaal des Mineralogischen Institutes der Universität.

Vortrag:

F. Machatschki:
Die Vorräte an mineralischen Rohstoffen und ihre Verteilung.

Von den Ergebnissen der geochemischen Forschung ausgehend, wurde am ersten Abend die allgemeine Weltversorgungslage mit mineralischen Rohstoffen, besonders mit Schwermetallen, besprochen, ferner die Maßnahmen, die sich aus der Erkennung der in mancher Beziehung recht beschränkten und dabei festgegebenen Vorräte ergeben und die zur Verhinderung einer allzuraschen Erschöpfung der Vorräte dienen. Dabei ergab sich Gelegenheit, auf die nicht zu verantwortenden Eingriffe in die beschränkten Vorräte hinzuweisen, wie sie sich aus Kriegen vom Ausmaße der beiden Weltkriege ergeben.

Am zweiten Abend wurde die Verteilung der Vorräte an einer Anzahl von besonders wichtigen mineralischen Rohstoffen auf die verschiedenen Wirtschaftsgebiete unter Berücksichtigung der weltwirtschaftlich wichtigen Vorkommen behandelt und dabei darauf verwiesen, welche Sonderstellung neben den Leichtmetallen das häufigste Schwermetall Eisen gegenüber den übrigen Schwermetallen in rohstoffwirtschaftlicher Beziehung einnimmt.

Neueröffnungsversammlung

am 11. November 1946 im Hörsaal des Mineralogisch-petrographischen Institutes der Universität.

Herr Hofrat Dr. *A. Lechner* legte folgenden Wahlvorschlag vor: Vorsitzender: Prof. Dr. *F. Machatschki,* Schriftführer: Pd. Dr. *H. Haberlandt,* Kassier: Dr. *J. Zemann,* Vorstandsmitglieder: Zentraldir. Dr. *H. Karabacek,* Hofrat Dr. *A. Lechner,* Sektionschef Dr. *O. Rotky,* Dr. *A. Schiener* und Dr. *M. Sedlacek;* Kassenprüfer: Dr. *H. Salzer.* — Der Vorstand wurde in dieser Zusammensetzung von der Versammlung in geheimer Wahl angenommen.

Die Versammlung beschloß, bis auf weiteres die Statuten von 1934 unverändert wieder in Kraft zu setzen. Einer Anregung der Chem.-Physik. Gesellschaft folgend, wurde eine besonders enge Zusammenarbeit mit dieser durch gegenseitigen Vortragsbesuch und Austausch einer entsprechenden Anzahl von Einladungen beschlossen.

Veränderungen im Mitgliederstand: Die Versammlung hatte den Tod folgender Mitglieder zu bedauern: Prof. Dr. *E. Dittler,* Dir. *L. Haitinger,* Rechnungsrat *A. Hofmann,* Hofrat Dipl.-Ing. *F. Kempter,* Hofrat Dr. *J. Kennet,* Dr. *H. Lasch,* Hofrat Dr. *O. Nowak,* Herr *R. Ostadal,* Prof. Dr. *W. Schmidt,* Insp. *R. Seleskowitsch* und Herr *L. Weiß.* — Neueingetreten sind: Herr *J. Allati-Poja,* Prof. Dr. *L. Ebert,* Herr *Fr. Goigner,* Herr *R. Prokopp.* — Im übrigen bedarf der Mitgliederstand wegen der Zeitereignisse einer gründlichen Klärung.

Der Mitgliedsbeitrag wurde unverändert mit S 5.—, für Studierende mit S 3.— festgesetzt.

Anschließend Vortrag von *H. Leitmeier:* Altes und Neues aus Predazzo.

Monatsversammlung

am 2. Dezember 1946 im Hörsaal des Mineralogisch-petrographischen Institutes der Universität.

Fortsetzung des Vortrages:

H. Leitmeier: Altes und Neues aus Predazzo.

An einem sehr reichen, vom Vortragenden im Sommer 1937 gesammelten Material, wurde die große Reihe der Erstarrungsgesteine aus dem Raume von Predazzo vorgeführt und die wichtigsten und interessantesten Arten eingehender besprochen. Es wurde darauf hingewiesen, daß die Unterscheidung und die räumliche Trennung von Melaphyr und Labradorporphyrit, die in der Umgebung von Predazzo, nicht aber im übrigen Ausflußgebiet der triadischen Laven, versucht worden ist, von falschen Voraussetzungen ausgeht und undurchführbar ist, da die dafür in Anspruch genommene Anwesenheit von Olivin zu keiner Trennung dieser ineinander übergehenden basaltischen und andesitischen Gesteine verwendet werden kann, weil sie beiden Gesteinsarten gemein ist. In Porphyrittypen, denen größere Labradorit- und Augit-Einsprenglinge fehlen, wurde Kalifeldspat in der Grundmasse gefunden, und dadurch *Rosenbuschs* Verdacht, daß diese Gesteine von mild alkalischem Charakter sein könnten, bestätigt. Leider ist eine Fundierung dieser Tatsache durch Analysen kaum möglich, da überall, wo es bis jetzt versucht wurde, das Gesteinsmaterial für eine Analyse zu unfrisch ist. Ältere Analysen solcher Gesteine, die *Burri* berechnet hat, sprechen aber für die Zuteilung zu Alkaligesteinen von mildem Charakter.

Zum erstenmal wurden die Anorthitgehalte zahlreicher Plagioklase gemessen. So konnte festgestellt werden, daß auf Grund von 92 Messungen der durchschnittliche An-Gehalt des Plagioklases der Monzonitarten 56% beträgt und zwischen 31% im Quarzmonzonit und 75% im Labradormonzonit schwankt. Im allgemeinen sind die Monzonite, die verbreitetsten Tiefengesteine im Raume von Predazzo, basischer als bisher angenommen worden ist. *Rombergs* Normalmonzonit mit fast gleichviel Kalifeldspat und Plagioklas ist ein Ausnahmsfall, fast stets sind, oft in sehr bedeutendem Ausmaße, die Plagioklasgehalte weit höher als die Kalifeldspatmenge. Nach bisher aus den im Auftrage *Rombergs* ausgeführten Analysen geschätzten, aber nicht berechneten Plagioklasen, war dieser bis jetzt sauer angenommen worden. In verbreiteten Labradormonzoniten besteht die Hälfte des Gesteinsbestandes, manchmal aber noch mehr, aus Plagioklas.

Vom Vortragenden wurde ein neues Vorkommen von etwas quarzreicherem Quarzmonzonit als bisher bekannt war, an der Avisiobrücke bei Mezzavalle gefunden. Solchen Quarzmonzonit, der kaum 5 Vol.% des Gesteins an Quarz enthält, kennt man bislang nur östlch vom Val Caligore am Mte. Mulatto. Das Vorkommen von Mezzavalle enthält etwas mehr als 5% Quarz. Der Vortragende betont, daß der Name Quarzmonzonit im Sinne von *Romberg* und *Rosenbusch* nur für solche etwas quarzreichere Monzonite verwendet werden sollte und nicht für ausgesprochen quarzreiche granitische Gesteine, wie der sogenannte Quarzmonzonit von Walkerville in Montana. Er wendete sich ganz besonders gegen den Gebrauch, aus dem Auftreten solcher Quarzmonzonite in Gesteinsprovinzen der Alkalikalkreihe, Beziehungen der ganzen Provinz zu atlantischen und mediterranen Gesteinen herleiten zu wollen, wovor schon früher *Becke* gewarnt hat.

Durch die Erkenntnis, daß die Predazzaner Monzonite basischer sind als bisher angenommen worden ist, gewinnt die Ansicht *Bröggers*, daß die Schmelze, aus der die für den kleinen Raum von Predazzo beinahe einzigartigen Differentiationen, die Monzonite und vielleicht auch die Nephelingesteine entstanden sind, die gleiche war, die den Porphyrit (und Melaphyr) geliefert hat, an Wahrscheinlichkeit, auch dann, wenn man weiß, daß zwischen den triadischen Ergüssen und den in der Auflage steckengebliebenen tertiären Tiefengesteinen (im Sinne von *Cloos)* eine auch in geologischer Zeitrechnung lange Spanne dazwischenliegt.

Von den syenitischen Ganggesteinen Bostonit, Quarzbostonit und Gauteit, wie sie *Romberg* bezeichnet hat, konnte nachgewiesen werden, daß der Quarzbostonit ein Syenit, der Bostonit vom Tovo di vena ein Gauteit ist, wohin auch im Lehrbuch von *Rosenbusch-Osann* die Analyse dieses Gesteines gestellt worden ist.

Von den Nephelingesteinen fallen von Jahr zu Jahr immer mehr Vorkommen der Zersetzung und der Verschüttung anheim. Es gelang nur mehr zum Teil, die von *Hlawatsch* (zum Teil mit *Osann)* meisterhaft behandelten Nephelinsyenitporphyre wieder aufzufinden. In älterem, vom Verfasser im Jahre 1937 gesammelten Material konnten aber alle Typen gefunden werden, darunter auch ein Nephelinsyenitporphyr mit reichlichem Gehalt an Sodalith (Sodalith-Nephelinsyenitporphyr), der besonders durch seine leuchtend orangegelbe Ultrafluoreszenz deutlich gemacht werden kann. Besonderes Augenmerk wurde den Liebeneritpseudomorphosen in den Nephelingesteinen zugewandt; die von *Romberg* als Tinguáitporphyre bezeichneten Gesteine wurden als Abkömmlinge von Nephelinsyenitporphyren erkannt und unter Belassung und Rechtfertigung ihres alten Namens als Liebeneritporphyre wieder eingesetzt. Die Liebeneritpseudomorphose ist augenscheinlich aus dem Nephelin unter Kalizufuhr entstanden. Für diese Kalizufuhr spricht auch die völlige Vergrünung von Plagioklas in Partien des Granites am S-Hang des Mulatt, die der Hauptsache nach aus feinstem Muscovit besteht und die Füllung von Plagioklas in manchen Monzoniten, besonders im Quarzmonzonit von Mezzavalle, mit Muscovit.

Die Bezeichnung des Granites von Predazzo als Alkaligranit, die auf Grund von Veröffentlichungen aus *Rombergs* Nachlaßnotizen sich manchmal vorfindet, wird als unbegründet zurückgewiesen. Das Gestein als solches, gegen dessen von *Vardabasso* vermutete Bildung durch palingen gewordenen Quarzporphyr kaum etwas einzuwenden ist, ist ein Granit der Alkalikalkreihe mit beträchtlichem, von *Lemberg* und *Sigmund* festgestellten Plagioklasgehalt, der nun durch Messung von 25 bis 36% An als saurer Andesin bestimmt ist. Sein Turmalingehalt ist, was schon *Becke* andeutete, spätere, pneumatolytische Bildung, also in bezug auf die Granitbildung hysterogen. Im Gefolge des Granites wurde der von *Huber* erwähnte Kappenquarz in über 1 m langen und 50 cm breiten Individuen in einem Quarzgang, im Zusammenhang mit dem „Riesenkörnigen Granit", einem pegmatitischen Granit mit bis 15 cm großen, roten Karlsbaderzwillingen, in der SW.-Runse gefunden. Diese Quarzgänge enthalten derben Flußspat und an einer Stelle größere, aber nur durchaus lokale Mengen von derbem Bleiglanz. In der Nähe dieser Vorkommen wurde, am Kontakt vom Granit gegen den Labradorporphyrit, Molybdänglanz in großen Tafeln gefunden.

Ein echter Essexit, der bisher unter den Gesteinen Predazzos gefehlt hat, wurde in der Nähe des Weißen Hauses im Travignolotal am N.-Hang der Malgola festgestellt; er enthält große Einsprenglinge zonar gebauter Titanaugite, durch die er porphyrische Struktur zeigt.

Die Bildungsfolge der Gesteine wurde, durch Angaben aus *Rombergs* Nachlaß etwas in Verwirrung geraten, wieder im Sinne *Walter Penks*, dessen Führer durch die Gesteinswelt Predazzos (*Penk:* Der geologische Bau des Gebirges von P., N. Jahrb. Bd. 32, 1911) und dessen Karte grundlegend für alle Zeiten für die Erforschung Predazzos bleiben werden, hergestellt: 1. Porphyrit, 2. Monzonit, 3. Syenit, 4. Nephelingesteine, 5. Granit, 6. Camptonit.

Die eingehende Darstellung der Ergebnisse der Untersuchungen des Vortragenden sind in diesen Mitteilungen Bd. 52, 1940, niedergelegt.

In einer dem Vernehmen nach mittlerweile erschienenen Abhandlung des Vortragenden im N. Jahrb. f. Min. usw. über Quarzmonzonit sind die triadischen Labradorporphyrite und die anderen basischen Laven mit ihren reichen Tuffablagerungen zu den Ophiolithen gestellt, als Extrusionen von mild alkalischem Charakter in den Geosynklinalraum, von denen angenommen werden kann, daß sie gleich den Diabasgängen großen Stils (z. B. der Carro-Formation Afrikas) dem urbasaltischen Magma entstammen.

Monatsversammlung

am 20. Jänner 1947 im Hörsaal des Mineralogisch-petrographischen Institutes der Universität.

(Außer der Physikalisch-chemischen Gesellschaft wurde besonders die Geologische Gesellschaft eingeladen.)

Vortrag:

J. Zemann:
Neuere Anschauungen vom Aufbau der Erde.

Die fast allgemein anerkannte Gliederung des Erdballs in einen Eisenkern, eine Zwischenschicht aus Sulfiden und Oxyden (oder vielleicht eine pallasitähnliche Schicht) und den Silikatmantel wurde im Jahre 1941 von *W. Kuhn* und *A. Rittmann* einer Kritik unterzogen, wobei sie schwerwiegende Gründe gegen die „Eisenkernerde" aufzeigten. Vor allem ist zu bedenken, daß bei den hohen Drucken im Erdinnern (10^5 bis 10^6 Atm.) die Zähigkeit unter Annahme einer Temperatur von der Größenordnung 1000° C so hoch ansteigt, daß eine liquidmagmatische Absaigerung auch im Zeitraum von 10^9 Jahren nicht in wesentlichem Umfang in Frage kommt. Die Möglichkeit der Annahme einer höheren Temperatur, woraus sich eine viel geringere Zähigkeit ergeben würde, hilft nicht, da dann auch die gegenseitige Löslichkeit höher ist und zudem bei 10.000° die kritische Temperatur aller in Frage kommenden Stoffe überschritten sein dürfte, wobei auch die unbeschränkte gegenseitige Mischbarkeit erreicht ist.

W. Kuhn und *A. Rittmann* meinen daher, daß die gravitative Differentiation nur eine äußere Schicht von ungefähr 2000 km Dicke erfaßt habe und daß sich darunter im wesentlichen undifferenzierte und nicht vollständig entgaste Solarmaterie befinde, die gravitativ auf eine Dichte von 8 bis 10 g/cm³ komprimiert sei. Diese Stoffverteilung scheint zunächst den Befunden der Erdbebenforschung nicht zu genügen; die Autoren zeigen jedoch, daß man unter Beachtung der Wichtigkeit der Relaxationszeit für die Durchlässigkeit von Schichten gegen mechanische Transversalwellen zumindestens qualitativ die experimentellen Befunde deuten kann. 1946 verteidigte *W. Kuhn* diese Ansicht energisch gegen Angriffe von *A. Eucken*.

Die größte Schwierigkeit des neuen Erdmodells ist ohne Zweifel die Erklärung der hohen Dichte des stark wasserstoffhaltigen Erdinnern. Eine eindeutige experimentelle Entscheidung wird wohl hier noch lange auf sich warten lassen, da an Systemen mit Wasserstoff Untersuchungen bei zugleich hohen Temperaturen und Drucken auf große Schwierigkeiten stoßen.

Unabhängig davon, ob sich ihre Ansichten durchsetzen werden, haben *W. Kuhn* und *A. Rittmann* das Verdienst, nachdrücklich darauf hingewiesen zu haben, daß die Vorstellung einer „Eisenkernerde" — entgegen weitverbreiteter Ansicht — nur eine (wenn auch bis jetzt vielfach erfolgreiche) Arbeitshypothese ist.

Monatsversammlung

am 28. Februar 1947 (gemeinsam mit der Geologischen Gesellschaft) im Hörsaal des Mineralogisch-petrographischen Institutes der Universität.

Vortrag:

Ch. Exner:

Das Gneisproblem in den östlichen Hohen Tauern.

Die Gneiskerne, Gneisdecken und trennenden Schiefermulden der östlichen Hohen Tauern sind gewaltige Zeugen der sich in der Tiefe des Alpenkörpers während der alpidischen Orogenese abspielenden Vorgänge. Der Gesteinsprägung des Materials der Gneiskerne und Gneisdecken wurde von seiten der Alpengeologie bisher zu wenig Beachtung geschenkt. Im Rahmen der heute allenorts auflebenden modernen Gneisforschung, welche die Unnatur der konventionellen Grenze zwischen Metamorphismus und Plutonismus beseitigt, ist der Vortragende mit geologisch-petrographischen Studien zwischen Hochalm und Hohem Sonnblick beschäftigt.

Schon *B. Sander* zeigte 1920 auf Grund seiner Erfahrungen in den westlichen Tauern, daß Granitisation und Regionalmetamorphose als Ausdruck ein und desselben geologischen Großvorganges, nämlich der Tiefenversenkung eines präexistierenden Gesteinskomplexes während der Orogenese verstanden werden können. Die Beziehungen zwischen Kristallisation sowohl granitoider als metamorpher Gesteinsgemengteile zu den, den orogenetischen Deformationen entsprechenden Teilbewegungen im präexistierenden Gestein sind für jeden Einzelfall zu klären und zeigen zonare Anordnung tektonischer Faziesbereiche. Unter gleichartigen Voraussetzungen scheint heute das Studium der Gneise der östlichen Hohen Tauern dazu geeignet, manche wertvolle Tatsache aufzudecken.

Die Gneisforschung war in den östlichen Hohen Tauern folgenden Weg gegangen:

F. Becke war weit davon entfernt, einen scharfen zeitlich-genetischen Trennungsstrich zwischen der plutonischen „fluidalen Anordnung" der K(na)-Feldspat-Kristallaugen im Granitgneis des Tauerntunnels und der ebendort mitunter zu erkennenden mechanischen „Flaserung" mit „Streckungshöfen" zu postulieren. Die mechanischen Erscheinungen der Gneisbildung dachte er „vermutlich im Anschluß an die Intrusion" des Granits. Mehr aus didaktischen Gründen, um die typischen kristallinen Schiefer möglichst scharf erfassen zu können in ihrer Gegensätzlichkeit zu typischen Plutoniten, lag es nun aber *F. Becke* ferne, die in den östlichen Hohen Tauern weithin aufgeschlossenen Übergänge zwischen Metamorphismus und Plutonismus, die wir in seinen Aufnahmsberichten auch häufig erwähnt finden, in eigens darauf gerichteten Studien

zu behandeln. Da zur Zeit seiner intensiven Feldbeobachtungen in den östlichen Hohen Tauern (Tauerntunnelbau im ersten Jahrzehnt dieses Jahrhunderts) für die Mehrzahl der Geologen das Alter der peripheren Schieferhülle als paläozoisch galt, so war wohl auch *F. Beckes* hypothetische Granitintrusion und nachfolgende Gneisbildung ursprünglich als voralpidisch gedacht.

Im Zuge der Forschungen *M. Starks* und *L. Kobers* wurde der großartige alpidische Deckenbau der östlichen Hohen Tauern erkannt. Unzweifelhafte mechanische alpidische Durchbewegung des Gneises, z. B. am Rande des Sonnblickmassivs und längs der Rote Wand—Modereck Zone, kamen zu Tage. „Intrusionserscheinungen" und alpidische Metamorphose wurden auseinandergerissen und zeitlich verschiedenen Orogenesen zugeteilt. Die tektonischen Grundtatsachen dieser Betrachtungsweise der klassischen Deckenlehre der Ostalpen findet der Vortragende in seinem Arbeitsgebiet bestätigt (mächtige einwandfrei bewiesene Gneisdecken, tektonisch verfrachtet auf Schiefermulden aufruhend, Fehlen von Kontakthöfen mit Kontaktmineralbildung zwischen Orthogneis und Mesozoikum, Vorwiegen tektonischer Konkordanzen zwischen Orthogneis und Mesozoikum, nur selten unterbrochen von dynamisch leicht verständlichen Disharmonien der Bewegung im Windschatten stauender Massive, Gleichartigkeit und Gleichzeitigkeit der Schieferung in Orthogneis und Mesozoikum, um nur Weniges zu nennen). Grundlegend war die Erkenntnis, daß trotz des alpidischen Alters der Orogenese und der mit ihr einhergehenden Metamorphose, das Material des Orthogneises in irgendeiner Form (hauptsächlich als variszischer Granit mit Intrusionshöfen in einem alten Dach gedacht) in verfestigtem Zustand teilweise den Untergrund der mesozoischen Geosynklinale bildete, also bereits voralpidisch vorhanden war. Die „Intrusionserscheinungen" wurden damals nach den Erfahrungen beurteilt, die, wie wir heute sagen, den an der *Diapirplutonfazies (C. E. Wegmann)* gewonnenen Beobachtungen entsprechen. In dieser Fazies erstarrt der Pluton unter katazonaren Bedingungen, sendet Querapophysen in etwaige in der Nähe befindliche sedimentogene Komplexe und reagiert mit Kalk unter Kalksilikatbildung. Nichts Derartiges findet sich in den östlichen Hohen Tauern in bezug auf das Mesozoikum der peripheren Schieferhülle. Die „Intrusionserscheinungen" wurden in ihrer Gesamtheit vormesozoisch, voralpidisch eingeordnet, womit der Vortragende nicht übereinstimmt.

In hingebungsvoller, jahrelanger, zielbewußter Hochgebirgsaufnahmstätigkeit hat *F. Angel* unsere Kenntnis der „Intrusionserscheinungen" in der Hochalm-Ankogel-Gruppe grundlegend erweitert. Unter epi- höchstens mesozonaren Bedingungen durchtränken aplitoide und pegmatoide Säfte *(Ichor* = Neosom der grobgemengten Gneistypen) die schwammgerüstartigen Relikte des präexistierenden Gesteinskörpers (= Paläosom der grobgemengten Gneistypen). Dieses von aplitisch-pegmatitischen Säften (Ichor, Neosom) umflossene Paläosom sehen wir z. B. in den weithinstreichenden basischen Fischzügen, in patzenförmigen Wolken sogenannter Tonalitgneise, in den Biotit-Epidothäufchen des Granosyenitgneise vom Radhausberg, in den glimmerreichen Flasern geaugter Migmatitgneise als zwar verändertes, jedoch echtes Relikt. Der Gneis der östlichen Hohen Tauern wird zu einem äußerst lebendigen Gestein. Stofftransporte während der mechanischen, mit der orogenen Großtektonik einherlaufenden Gesteinsdurchbewegung (mittelbare Teilbewegungen *B. Sanders),* spielen in ihm eine wesentliche Rolle und bedingen geradezu seine Eigenart. Grobgemengte Gneistypen sind in den östlichen Hohen Tauern keine Ausnahmen, sondern der Normalfall. Von Wichtigkeit sind die folgenden zwei, auch durch die Aufnahmen des Vortragenden erwiesenen geologischen Tatsachen: 1. Die Ichor-Stoffzirkulation (sie wird nur der Anschauung halber hier als

„Saft" bezeichnet, die weiter unten erwähnten Reaktionsgefüge im weiteren Sinne weisen auf bedeutend kompliziertere chemisch-physikalische Vorgänge hin) vollzog sich unter den Bedingungen der Epi- höchstens Mesozone der *Becke-Grubenmann*schen Lehre von den kristallinen Schiefern. Auf Schritt und Tritt ist zu erkennen, daß granitoide Gesteinsgemengteile, wie z. B. K(na)-Feldspat, neben typomorphen Mineralen der Epi- und Mesozone stabil sind und mit ihnen zusammen einer einheitlichen Großfazies (erweiterte Tauernkristallisation *B. Sanders)* angehören. 2. Die basischen Fischzüge und migmatischen Gesteinskomplexe sind im Kleinen wie im Großen den alpidischen Leitlinien konform eingeregelt, auch dort, wo die Ichorese nicht von unmittelbaren Teilbewegungen (mechanische Durchbewegung während der alpidischen Orogenese) überholt wurde, sondern auch noch nach der alpidisch-mechanischen Durchbewegung weiterwirkte. *Die Ichorese (Kristallisation des Neosoms der grobgemengten Gneise der östlichen Hohen Tauern) hat alpidisches Alter.*

Als der Vortragende in den Dreißigerjahren an der Auflösung des Bewegungsbildes der Silbereckmulde arbeitete (Mitt. d. Reichsst. f. Bodenf., Zweigst. Wien, 1940), war die Eingliederung der sogenannten „Intrusionserscheinungen" in den alpinen Bauplan noch ein Problem, eben das Gneisproblem in den östlichen Hohen Tauern. Einerseits konstruierte man angesichts der zweifelsfrei alpidischen Ichorese unter Nichtbeachtung jahrzehntelanger, wohlfundierter alpentektonischer Erfahrungen alpidisch intrudierte Zentralplutone, deren Herdgebiete, Eruptionszentren, Lit-par-lit-Injektionen, zeitlich und stockwerkartig abgestuft *(R. Schwinner)*, sogar anzugeben versucht wurden und bestritt den metamorphen Charakter und die voralpidische Existenz der Neosomsubstanz des grobgemengten Orthogneis kurzweg; die alpidische Ichorzirkulation wurde zur restmagmatischen Phase gewaltiger alpidischer Zentralgranitintrusionen. Man ging so weit, die Bezeichnung Gneis in den östlichen Hohen Tauern abzuschaffen; es gab nur mehr Plutonite und Schieferhülle; der Ichor wurde als in alpidischer Zeit juvenil emporgedrungen betrachtet. Andererseits sah man im Hinblick auf das zweifellos zu Recht bestehende tektonische und metamorphe Tatsachenbild an der von *F. Angel* in der Hochalm-Ankogel-Gruppe aufgedeckten und in Beziehung zum Mesozoikum der Silbereckmulde als alpidisch erkannten (nach der Meinung des Vortragenden hauptsächlich vadosen) Ichorese vorbei; mit richtigen, aber nur zonar in den höchsten Stockwerken geltenden petrographischen Beschreibungen der mechanischen Umformung (bei unbedeutenden Rekristallisationen, z. B. an den Randsäumen der K(na)-Feldspate) magmatischer Strukturen zum Orthogneis des randlichen Sonnblickmassivs und der Rote Wand-Modereck-Gneisdecke *(S. Prey)* vermeinte man, die Gesamtheit der Orthogneise der östlichen Hohen Tauern in bezug auf ihr Verhalten gegenüber der alpidischen Orogenese erfassen zu können; der Orthogneis der östlichen Hohen Tauern blieb dabei, was er im Rahmen der didaktisch enggefaßten *Becke-Grubenmann*schen Lehre von den kristallinen Schiefern und der auf dieser petrographischen Lehre bauenden Alpentektonik gewohnheitsmäßig war, ein ohne Mobilisation von Ichor alpidisch geprägter kristalliner Schiefer, hervorgegangen aus voralpidisch existierendem Intrusivmaterial.

Der Vortragende hatte die Geduld aufgebracht, zunächst eine von fragwürdiger erdgeschichtlicher Genetik freie Darstellung der faltenmäßigen Durchdringung im Meter- und Kilometermaßstab von Orthogneis und mesozoischem Kalkmarmor am Ostende der Silbereckmulde zu liefern, sammelte, leider in der Folgezeit verlorengegangenes, reichhaltiges Gesteinsmaterial der Gneis-Marmor-Migmatite und hatte die Absicht, den chemisch-physikalischen Bedingungen der *Zentralgneisfazies*, welche offenbar ein eigener allgemeingeologischer Wirkungs-

bereich im tiefversenkten Metamorphidenstamm eines Orogens ist, nachzuspüren. Sechs fruchtlose Kriegsjahre unterbrachen dieses Bestreben.

Inzwischen pochten die Erkenntnisse der modernen Gneis- und Granitisationsforschung an die Türe der Alpen. Ein Beweis für das autarke Leben der Wissenschaft, das sich über alle übergenüglich bekannten Hemmnisse unserer Zeit hinwegsetzt, ist *H. Leitmeiers* Beitrag zur Kenntnis der Entstehung der Zentralgranitgneise der Hohen Tauern (Min. petr. Mitt. Bd. 53, 1942). Die Lösung des Gneisproblems wird gezeichnet, indem jene bisher bestehende Grenze zwischen Plutonismus und Metamorphismus fällt. Mit der Idee der alpidischen Reaktivierung eines Grundgebirges, das während des Mesozoikums den Untergrund der Thetis bildete und dessen granitoide Komponenten im Metamorphidenstamm des Alpenkörpers zum synorogenen Zentralgneis, in der periadriatischen Narbenzone zum spätorogenen Diapirpluton wurde, ist der große Schritt getan (siehe diesbezüglich auch bei *H. P. Cornelius*).

Die oben skizzierten erdgeschichtlich-genetischen, diametral entgegengesetzten Ableitungen alpidischer Zentralgranitintrusionen einerseits und *Becke-Grubenmann*scher Metamorphose eines präexistierenden Intrusivkörpers zum Epi- bis Mesoorthogneis andererseits werden Grenzfälle eines breiten, von nun ab in Ausbau begriffenen Kapitels der allgemeinen Geologie: Es ist die Tiefentektonik und ichoretische Stoffzirkulation im Metamorphidenstamm des Orogens, unter Gesteinsauflastung von etwa 10 bis 15 km Mächtigkeit. Dem perspektivischen Effekt der Erdgeschichte zufolge, ist ein so junges, wohlaufgeschossenes Gebirge wie die Tauern, mit einer geradezu laboratoriumsmäßig einfachen Anordnung übereinandergewälzter Decken und frischer Kristallisation zur Erfassung und Beschreibung der physikalisch-chemischen Umweltsbedingungen dieses eigengesetzlich wirkenden geologischen Faziesbereiches, den wir Zentralgneisfazies nennen, besonders geeignet.

Der Vortragende erläutert nun einige bisherige Ergebnisse seiner Untersuchungen, über die an anderer Stelle ausführlich berichtet werden wird und die er an Gesteinsproben und Lichtbildern demonstriert.

Die K(na)-Feldspat-Kristallaugen des Typozentralgneises vom Tauerntunnel (prächtig im neuen Radhausberg-Unterbaustollen erschlossen) zeigen neben nachkristalliner, auch einwandfreie vorkristalline Deformation. Sie sind alpidisch kristallisiert (perthitischer flauer Mikroklin, sehr häufig Karlsbader Zwillinge). Die echte Fülle der polysynthetisch verzwillingten extrem An-armen Plagioklase wird wiederum in statu nascendi entstanden gedeutet, die Plagioklase also ebenfalls als frische alpidische Kristallisationen. Für die klar auslöschenden Quarze wurde dies wohl niemals in Zweifel gezogen. Zu diesen eben erwähnten drei alpidisch kristallisierten Ichormineralien kommt im Granosyenitgneis des Radhausberges und im Siglitz-Granitgneis syngenetisch mit den genannten drei Gesteinsgemengteilen kristallisiertes rhomboedrisches Karbonat hinzu. Das Karbonat wurde nicht im Zuge hysterogener Prozesse ausgefällt, dies geht eindeutig aus dem Strukturbild der Dünnschliffe hervor. Das rhomboedrische Karbonat kristallisierte mit den Feldspaten gleichzeitig oder wurde später von Feldspaten umschlossen. Es gehört ebenso wie die drei Ichorminerale der kritischen Mineralfazies der Gesteinsprägung an. Im Siglitz-Unterbaustollen ist bei Meter 3200 eine Digitation mesozoischen Marmors und Quarzits mitten im einförmigen Orthogneis aufgeschlossen. K(na)-Feldspat-Großindividuen (auch mit Karlsbader Zwillingen) umwachsen und umschließen ein si, das aus beiden Glimmern, Quarz und beträchtlichen Mengen rhomboedrischen Karbonats besteht, welches unmittelbar in die nichtfeldspatisierten Teile des mesozoischen Kalkmarmors fortsetzt.

Nach den bisherigen Erfahrungen des Vortragenden sind die Ichorstoffe im Gneismaterial der östlichen Hohen Tauern nicht so sehr als Rest-Exhalationen und Rest-Lösungen des hypothetischen, in der nicht erschlossenen Teufe unter den östlichen Tauern steckenden zentralorogenen Granits aufzufassen, sondern eher als Exsudation und zufuhrarme Mobilisationen bereits präalpidisch existierender, wahrscheinlich variszischer oder älterer polymetamorpher Orthomassen (Reaktivierung des Grundgebirges während der alpidischen Orogenese). Darauf weist einesteils das Fehlen querschlägiger Diapirplutone größeren Ausmaßes hin (selbst das oberflächlich breit ausladende Hochalmspitz-Massiv wird im Süden weithin noch von der Reißeck-Schiefermulde unterteuft, unter welch letzterer der Gößgraben-Gneis als tiefste Einheit folgt), andererseits scheint der vadose Exsudationscharakter des Ichors aus den mikroskopischen Beobachtungen unmittelbar hervorzugehen.

Wie nämlich schon *L. Kölbl* gezeigt hat, ist die ungemeine Mannigfaltigkeit der gegenseitigen metasomatischen Verdrängungsprozesse der „Restlösungen" (lies: Ichorstoffe ohne das genetisch bestimmte Vorwort „Rest"!) ein bedeutendes, vielleicht das bedeutendste Charakteristikum der Orthogneise der Tauern, mithin unserer Zentralgneisfazies. Hierher gehören Myrmekit und Schachbrettalbit, antiperthitartige Verdrängung der Plagioklassubstanz durch orientiert einwachsenden K(na)-Feldspat und die formenreichen, gegenseitigen, mantelförmigen Umwachsungen verschiedener Feldspate, sowie Zonar- und Inverszonarstrukturen der Feldspate. Geologisch ist dieses Verhalten im Sinne *A. Köhlers* als Antwort der hochempfindlichen Feldspate auf andauernde Umweltsveränderungen während der Orogenese zu verstehen. Diese Reaktionsgefüge der Ichorminerale (Reaktionsgefüge ist in dem eben umrissenen weiten Sinne gemeint) sind nun keineswegs wahllos auf die im Gebirge streng zonar angeordneten Gneistypen verstreut. Es ist eines der bisher interessantesten Ergebnisse der Bearbeitung des zusammenhängend — teils untertags, teils obertags — aufgeschlossenen, wohlumgrenzte verschiedenartige Gneisstockwerke umfassenden Profiles zwischen Tauerntunnel und Kolm-Saigurn durch den Vortragenden, daß jeder Gneistyp seine charakteristische Reaktionsserie, also sein charakteristisches Reaktionsgefüge besitzt. Dies wäre schwer erklärlich im Sinne magmatisch-intrusiver Zufuhr juveniler Ichorstoffe. Die Tatsache scheint sich vielmehr ganz natürlich in die alte geologische Deutung der Gneise der östlichen Hohen Tauern als bereits voralpidisch existierende Gesteinskörper einzufügen. Mit Nachdruck wird aber nochmals hervorgehoben, daß diese nicht unter den in der *Becke-Grubenmann*schen Lehre der kristallinen Schiefer allein beachteten, durchaus nichtmagmatischen Verhältnissen umkristallisierten, sondern unter Wiedermobilmachung der aplitoiden und pegmatoiden Anteile des Ausgangsmateriales.

Die während der letzten alpidischen Gesteinsumprägung tektonisch höchstgelegenen Orthogneise scheinen infolge der dort schon merklich geringeren Überlastung (Schwachwirkungsbereich vor allem in bezug auf die Temperatur) beinahe frei von Ichorese zu sein. Es sind das die äußerlich quarzitähnlichen, grünlichen Muskowitgneise mit dem phengitartigen Glimmer *(H. P. Cornelius)*, so wie sie in der Rote Wand-Modereck-Gneisdecke (beschrieben von *S. Prey)*, im Murecklappen über der Silbereckmulde und an anderen Orten auftreten. Der Vortragende bezeichnet sie seit Jahren zum Eigengebrauch als M-Gneise, im Gegensatz zu den A-Gneisen und B-Gneisen *(B. Sanders)* der tektonisch, während des letzten gesteinsprägenden alpinen Aktes, tieferen Zonen. (Nachsatz: Erst nach dem Vortrag wurde, Anregungen von *A. Köhler* folgend, beobachtet, daß die K(na)-Feldspate der M-Gneise prinzipiell verschieden von denen der A- und

B-Gneise sind; erstere führen keinen Perthit und zeigen abnormal hohe Achsenwinkel 2 V_α und sogar sehr häufig optisch positiven Charakter.)

Die bei weiterer Abtragung der Überdachung der Hohen Tauern erfolgten tangentialen alpidischen rupturellen Teilbewegungen im Gneis wurden dann nicht mehr von Rekristallisationen überholt und ergeben im heutigen Gebirgskörper lokale Phyllonitisationszonen. Diese setzten vor allem an Schwächestellen im Gneis ein, also z. B. an Glimmerschiefer- und Amphiboliteinlagerungen. So entstehen Konvergenzerscheinungen, indem sich phyllonitisierte verglimmerte Gneise, ihrem Aussehen nach, ursprünglichen Glimmerschiefern nähern. Diese Verhältnisse werden besonders vom Vortragenden beachtet. Am Ende folgt die en-bloc-Hebung des Gebirges und in ihrem Gefolge die von *A. Kieslinger* in der vollen Bedeutung erkannten, jungen, meist als Reißklüfte senkrecht zum orographischen Gebirgsstreichen ausgebildeten Gänge, Verwerfungen und Mylonitzonen.

Zusammenfassend wird dargelegt, daß es dem Vortragenden in erster Linie daran gelegen sein wird, durch Verfolgung seiner bisherigen Beobachtungen im Gebirge und am Mikroskop, jenes unheilvolle Vorurteil mancher alpiner Geologen- und Petrographenschulen zu entkräften, wonach während der Alpenfaltung im Metamorphidenstamm (Penniden) in den uns heute zugänglichen Teufen höchstens noch einfach verzwillingte Albitrundlinge aufsproßten, während aller Magmatismus innerhalb der Metamorphiden einer älteren voralpidischen Orogenese zugewiesen wird. Sogar für das südwestliche Aarmassiv scheinen sich nach *H. Huttenlocher* und *H. Ledermann* alpidische Neukristallisationen von K(na)-Feldspat-Großindividuen, welche amöbenartig, wie im Typozentralgneis vom Tauerntunnel, die übrigen Gemengteile umschließen, zu ergeben. Für die südlichen Tessiner Einheiten ist beträchtliche magmatische Mitwirkung während der Metamorphose nach *M. Reinhard* und *E. Kündig* anzunehmen, dasselbe gilt für das Monte-Rosa-Gebiet nach *P. Bearth,* soweit es sich hier noch um synorogene Vorgänge handeln sollte. In der Zentralgneisfazies des alpinen Metamorphidenstammes kristallisieren perthitische Mikroline und polysynthetisch verzwillingte An-arme Plagioklase neben den Typomorphen der Epi- und Mesozone. Die Temperatur scheint nach den erstmalig unter den, dem Metamorphidenstamm während der Gesteinsprägung entsprechenden, hohen Drucken durchgeführten Laboratoriumsversuchen von *R. W. Goranson,* um 600 Grad zu liegen. Von der synorogenen Zentralgneisfazies ist die spätorogene Diapirplutonfazies im Sinne *Wegmanns* abzutrennen. Im Bereiche der synorogenen Zentralgneisfazies sind mit den als „Intrusionserscheinungen" und Ichorzirkulationen erfaßten, also schon nicht mehr in den Bereich der klassischen kristallinen Schiefer gehörigen Erscheinungen, durchaus nicht Vorstellungen ultra-katazonarer Bedingungen zu verknüpfen.

Die Untersuchungen wurden außer von seiten des Geologischen und Mineralogisch-petrographischen Institutes der Universität Wien auch durch Subventionen der Österreichischen Akademie der Wissenschaften und durch Stipendien des Forschungsinstitutes Gastein gefördert.

An der Diskussion beteiligten sich die Herren: *E. Braumüller, H. Haberlandt, H. Leitmeier* und *M. Stark.*

Monatsversammlung

am 20. April 1947 im Hörsaal des Mineralogisch-petrographischen Institutes der Universität.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung mit der Mitteilung, daß der auch mit der Wiener mineralogisch-petrographischen Schule engverbundene führende Forscher

auf dem Gebiet der Kristallchemie, Geochemie und Petrographie, Prof. Dr. *Viktor Moritz Goldschmidt*, am 20. März 1947, plötzlich bei Oslo verstorben ist. Die Anwesenden ehrten das Andenken des Verstorbenen durch Erheben von den Sitzen. Anschließend würdigte *F. Machatschki* das Leben und das Werk des Verstorbenen:

„Prof. Dr. *V. M. Goldschmidt* wurde am 27. Jänner 1888 in Zürich geboren, wo sein Vater *Heinrich Jakob Goldschmidt* als Professor der Chemie an der Eidgenössischen Technischen Hochschule wirkte. Mit seinem Vater, der 1901 als Professor der Chemie an die Universität Oslo berufen wurde, kam er in die norwegische Hauptstadt, wo er nach Ablegung des Abiturs an der Universität vorzugsweise Mineralogie, Geologie, anorganische und physikalische Chemie unter *W. C. Broegger, Th. Hjortdahl, H. Goldschmidt* usw. studierte. 1911 wurde er zum Dr. phil. promoviert. Nachdem er schon 1908/09 bei Hofrat *F. Becke* in Wien gearbeitet hatte — ein für ihn sehr anregender Studienaufenthalt, an den er sich immer mit größter Genugtuung erinnerte — ging er zum Zwecke der fachlichen Fortbildung 1911/12 zu *P. v. Groth* nach München. 1912 wurde er Dozent an der Universität Oslo und schon 1914 persönlicher Professor und Direktor des dortigen Mineralogischen Institutes. 1917 wurde er Vorsitzender des norwegischen Rohstoffkomitees; 1929 nahm er einen Ruf an die führende naturwissenschaftliche Fakultät Deutschlands an der Universität Göttingen an, wo er ein ausgedehntes und völlig nach seinen Wünschen großzügig eingerichtetes mineralogisches Institut ins Leben rief, das, wie sein Osloer Institut, bald Mitarbeiter aus vielen Ländern anzog. 1933 begann sein Leidensweg, anfänglich mit Sticheleien und kleinlichen Hetzereien, die schließlich solche Formen annahmen, daß er trotz der Bemühungen des Kultusministeriums in Berlin, das den hervorragenden Forscher für Deutschland erhalten wollte, nach Oslo zurückkehrte, wo er 1929, bei seinem Weggehen, zum Ritter des St. Olafordens ernannt worden war. Bis 1942 war er dort Direktor des Mineralogisch-geologischen Museums und des Rohstoffkomitees. 1942 gelang es ihm, nach starker Einschränkung seiner gewohnten Lebenshaltung, nach mehrfacher Verhaftung und nach Bedrohung mit der Deportation nach Polen, über Schweden nach England zu entkommen. Wie schon in seiner Jugend hatte er auch in Schweden und England viel unter schweren Erkrankungen zu leiden. In England wirkte er, besonders beschäftigt mit geologischen Problemen, an dem landwirtschaftlichen Laboratorium in Rothamsted. Bald nach seiner Rückkehr nach Oslo im Jahre 1946 erlag der noch nicht 60jährige am 20. März 1947 in Vestre Aker bei Oslo einem Schlaganfall.

Prof. Dr. *V. M. Goldschmidt* genoß viele Ehrungen des wissenschaftlichen Lebens; er war Mitglied, bzw. korresp. Mitglied vieler Akademien (auch der österreichischen Akademie der Wissenschaften) und Gesellschaften, Dr. h. c. verschiedener ausländischer Universitäten, Inhaber der Wollastonmedaille der Geol. Soc. of London 1944 usw.

Von Prof. Dr. *V. M. Goldschmidt* stammen etwa 200 wissenschaftliche Veröffentlichungen, teilweise bedeutenden Umfanges. Bis zum Beginn der zwanziger Jahre widmete er sich der Mineralogie und besonders der Petrographie, welche er sowohl durch Gelände- wie auch durch Laboratoriumsarbeiten sehr förderte. Seine Arbeiten ergänzten in wirkungsvollster Weise das mineralogisch-petrographische Lebenswerk seines Lehrers *Brögger;* die Arbeiten der beiden engbefreundeten Forscher bilden die Grundlage für die Kenntnis der Mineral- und Gesteinswelt Norwegens, haben aber ebenso große Bedeutung für die moderne Entwicklung der Gesteinskunde überhaupt. *Goldschmidts* Hauptarbeiten auf diesem Gebiete sind als Schriften der math.-naturw. Kl. der Akad. d. Wiss. in Oslo unter dem Titel „Die Kontaktmetamorphose im Kristianagebiet" im Jahre

1911 und unter dem Titel „Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens I bis V" in den Jahren 1912 bis 1920 erschienen.

Nach der Entlastung von den Arbeiten im Rohstoffkomitee wandte sich das Interesse *V. M. Goldschmidts* der Geochemie und Kristallchemie zu. Etwa vom Jahre 1920 an wurde in zäher Aufbauarbeit das Osloer Institut für diese Arbeiten eingerichtet. *V. M. Goldschmidt* kann als Begründer der systematischen geochemischen Forschung angesehen werden, die er nicht nur mit den üblichen analytischen Methoden, sondern besonders auch mit den Methoden der Röntgenspektroskopie und ab 1928 mit denen der optischen Spektroskopie betrieb. In Verbindung damit wurden auch die chemisch-analytischen und Anreicherungsmethoden ausgebaut. Auch brachte er die Geochemie in engste Verbindung mit der Kristallchemie, aus der heraus er eine große Zahl von Verteilungserscheinungen der Grundstoffe in der Erdkruste zu erklären vermochte. Durch die systematische Untersuchung einer sehr großen Anzahl von einfachen anorganischen Stoffen auf die Einzelheiten ihres Kristallbaues hin, die unter seiner Leitung von seinen ausgezeichneten Mitarbeitern ausgeführt wurde, schälte er gleichzeitig die Grundgesetze der anorganischen Kristallchemie heraus; damit schuf er in wenigen Jahren ein solides Fundament, von dem aus der Sprung in das Gebiet der Kristallchemie der komplizierten anorganischen Stoffe, wie diese vor allem durch die Mineralwelt dargestellt werden, mit bestem Erfolg gewagt werden konnte. Die Ergebnisse dieser Forschungsrichtung sind vor allem in „Geochemische Verteilungsgesetze der Elemente I bis IX", einer Abhandlungsreihe, welche in den Jahren 1923 bis 1938 ebenfalls in den Schriften der Akad. d. Wiss. in Oslo erschienen ist, niedergelegt.

Daß diesem Forscher Enttäuschungen in wissenschaftlicher Hinsicht nicht erspart geblieben sind, darf nicht verwundern. Besonders in den letzten 15 Jahren erfüllten sich — vielfach aus äußeren Gründen — für ihn nicht alle Erwartungen, die er an seine reiche Arbeitsentfaltung knüpfte. Ein überaus reiches und bis in das Letzte ausgenützte Forscherleben — Privatmann war *V. M. Goldschmidt* eigentlich nie — hat mit seinem plötzlichen Tode ein allzufrühes Ende gefunden".

Vortrag:

F. Machatschki: Kristallchemische Probleme I: Epidot.

Bei jedem Sammler beliebt und jedem wohlbekannt sind die schönen, dunkelgrünen *Epidot*kristalle, z. B. von der Knappenwand im Sulzbachtal, mit ihrem in helleren Stücken gut erkennbaren Pleochroismus.

Die Zusammensetzung des Epidots ist seit langer Zeit wohlbekannt und doch entwickelte sich die Frage nach der Formel der Epidote im weitesten Sinn gerade im Laufe der letzten Jahrzehnte zu einem interessanten kristallchemischen Problem. Die monoklinen Epidote i. e. S. mit ihrem beträchtlichen Eisengehalt leiten sich vom selteneren, farblosen *Klinozoisit* mit seiner Pauschformel $H\,Ca_2\,Al_3\,Si_3\,O_{13}$ ab; in den eigentlichen Epidoten ist das Aluminium bis zu etwa einem Drittel durch dreiwertiges Eisen ersetzt. Seit langer Zeit kennt man besonders aus Pegmatiten, aber auch aus normalen, saureren, liquidmagmatischen Gesteinen, in letzteren häufig parallel überwachsen von gewöhnlichem Epidot, braune bis schwarze Mineralien, die auf Grund ihrer Eigenschaften längst an die Epidotgruppe angeschlossen wurden; es sind dies die an Seltenen Erden reichen *Orthite*. Die Formel der Orthite hat man bis 1929, da man aus chemischen Gründen annahm, daß die dreiwertigen Seltenen Erden das dreiwertige Alumi-

nium ersetzten, $H\,Ca_2\,(Al, Fe, Ce, Y\ usw.)_3\,Si_3\,O_{13}$ geschrieben; dieser Formel schienen die meisten der zahlreichen Orthitanalysen zu entsprechen, vor allem deswegen, weil man einen größeren Spielraum zugestehen mußte, da sich die Orthite meist im metamikten Zustand befinden, was ihre Zersetzlichkeit begünstigt und damit das Formelbild zu verwischen imstande ist. Die Sache wurde anders, als im Jahre 1929 aus Schweden von *Per Geijer*[1] einige magnesiumreiche, völlig frische Orthite beschrieben wurden, deren Zusammensetzung sich auch mit großer Toleranz nicht in obige Formel einpressen ließ. Zunächst ohne Kenntnis dieser Untersuchungen hatte ich[2] mich mit der Formel der Orthite befaßt und ich kam aus kristallchemischen Gründen zu dem Schluß, daß es nicht möglich sei, die Zusammensetzung im Sinne obiger Formel zu deuten, weil die großen Ionen der Seltenen Erden nicht die kleinen Al^{+3}-Ionen ersetzen können; durch die von *Per Geijer* veröffentlichten Analysen wurden diese Forderungen vollauf bestätigt[3]; damit erschien die heute allgemein anerkannte neue Orthitformel

$$(OH, F)\,(Ca^{+2}, Ce^{+3}, Y^{+3}\ usw., Th^{+4}, U^{+4})_2\,(Al^{+3}, Fe^{+2}, Fe^{+3}, Mg^{+2})_3\,Si_3\,O_{12}$$

gesichert, die selbstverständlich als allgemeine Formel der Epidotgruppe die viel einfacher zusammengesetzten Glieder Klinozoisit und Epidot mit einschließt. Dabei war zunächst anzunehmen, daß im Gitter die großen Ca- usw. -Ionen von 8 Anionen, die kleineren Al- usw. -Ionen von 6 Anionen und die kleinen Si-Ionen von 4 O-Ionen umgeben seien.

Etwa um dieselbe Zeit war ich mit der Frage nach der Strukturformel der Epidote noch anderwärtig flüchtig in Berührung gekommen: Im Laboratorium von *W. L. Bragg* an der Universität Manchester versuchte man die Kristallstruktur des Epidots mit den dort reichlich zur Verfügung stehenden, experimentellen Mitteln aufzuklären, und zwar basierend auf der aus verschiedenen Gründen naheliegenden Annahme, daß es sich um ein Silikat des Orthotypus[4] (also mit selbständigen SiO_4-Tetraedern im Sinne der Formel

$$(OH)\,Ca_2\,(Al, Fe)_3\,[SiO_4]_3$$

mit annähernd dichtester Sauerstoffpackung handle. Das Fehlschlagen dieser Versuche brachte mich schon damals auf den Gedanken, daß die Hauptvoraussetzung falsch sein könnte und daß in Wirklichkeit — einen Gedanken, den ich bisher nicht weiter verfolgen konnte — ein Silikat vom Metatypus[4] mit zu einfachen oder doppelten Ketten verbundenen SiO_4-Tetraedern vorliegen könnte; dem würde die Tendenz der Kristalle zur prismatischen bis langstengeligen Ausbildung nach der Y-Achse und die Spaltbarkeit nach mehreren Flächen parallel dieser Richtung entsprechen.

Das Formelbild der Epidotgruppe erfuhr später noch Erweiterungen. Im Jahre 1931[5] wurde von den Japanern *S. Iimori, J. Yoshimura* und *S. Hata,* als neues Mineral ein phosphorsäurereiches (6·5% P_2O_5) Silikat unter dem Namen *Nagatetit* beschrieben; abgesehen vom hohen Phosphorsäuregehalt ist der Nagatetit, der wie die Orthite in Pegmatiten vorkommt, den Orthiten recht ähnlich; mir war es beim Lesen der Abhandlung sofort klar, daß es sich um einen

[1] *Per Geijer,* Sver. geol. Undersökn. Ark. och. upps. Ser. C. Nö. 343. Aarsbok 20. Nö. 14, 1926.

[2] *F. Machatschki,* Zentralbl. f. Min. A, 1930, 89.

[3] *F. Machatschki,* Zentralbl. f. Min. A, 1930, 154.

[4] *F. Machatschki,* Zentralbl. f. Min. A, 1928, 27.

[5] *S. Iimori, J. Yoshimura* und *S. Hata,* Scient. pap. Inst. Phys. a. Chem. Res. *15,* 1931, 83.

Orthit handeln müsse, in welchem Si^{+4} in ausgedehntem Umfang durch P^{+5} ersetzt sei; die Analyse fügte sich auch gut in das so erweiterte Formelbild

$$(OH, F)\ (Ca, Ce, Y\ usw., Th, U)_2\ (Al, Fe, Mg, Mn)_3\ (Si, P)_3\ O_{12}.$$

Wenn man bedenkt, daß in gewissen Gliedern der Epidotgruppe noch Ca ziemlich stark durch Pb und Sr *(Hancockit)*, ferner Ca und Al durch Mn^{+2} und Mn^{+3} *(Piemontit)* und schließlich Al teilweise durch Cr *(Tawmawit)* ersetzt ist, so gestaltet sich das Zusammensetzungsbild der Epidotmineralien schon reichlich bunt.

Ein weiterer Grund, der gegen die Annahme des Vorliegens von selbständigen SiO_4-Tetraedern im Gitter der Epidotmineralien spricht, ist die Beobachtung, daß in den eigentlichen Epidoten Al^{+3} höchstens zu einem Drittel durch Fe^{+3} ersetzt ist und in den Orthiten höchstens zu zwei Dritteln von Fe und Mg. Dieser Umstand läßt die Möglichkeit offen, daß ein Teil der Al-Ionen im Epidot (ähnlich wie in vielen Pyroxenen und Amphibolen, in den Glimmern und in den Feldspaten usw.), und zwar ein Drittel, nicht von 6 Anionen umgeben ist, sondern von 4 Anionen wie Si^{+4}; dieser Teil von Al wäre somit dem Si^{+4} äquivalent. Unter dieser Voraussetzung könnten für die Epidote Kettenformeln aufgestellt werden, z. B. $(OH, F)\ Ca_2\ (Al, Fe)_2\ [Si_3\ AlO_{12}]$ (analog den einfachen Kettengittern der Pyroxene) oder $(OH, F, O)_2\ Ca_2\ (Al, Fe)_2\ [Si_3\ Al\ O_{11}]$ (analog den Doppelkettengittern der Amphibole).

Diese Vermutung wurde in der letzten Zeit durch neue Beobachtungen von verschiedenen Seiten gestützt. *Es gibt berylliumreiche Orthite!* Ein solcher (mit angeblich 5·5% BeO) wurde von *Th. Kerndt*[1] schon 1848 unter dem Namen *Muromontit* beschrieben. Im Jahre 1939 erschien eine Arbeit des Japaners *T. Iimori*[2], die mir wegen der Kriegsereignisse zunächst entgangen war, über einen Be-haltigen Orthit (2·5% BeO); bei der Diskussion seiner Analyse stellte *Iimori* fest, daß sie ungefähr der von mir vorgeschlagenen Orthitformel entspräche; er hatte aber meine Ausführungen etwas mißverstanden, und wo Abweichungen gegenüber meiner Formel zu bestehen scheinen, beruhen diese nicht auf dem analytischen Befund, sondern auf Umrechnungsfehlern. Jedenfalls wird durch die Sicherstellung der Existenz von Be-reichen Orthiten eine nochmalige Erweiterung der Epidotformel nötig. 1944 hat nun *P. Quensel*[3] einen weiteren Be-haltigen Orthit (mit fast 4% BeO) beschrieben und diesen ebenfalls im Sinne meiner Orthitformel deuten können.

Wenn man von der ganz alten Analyse eines Be-haltigen Orthites absieht, die sich formelmäßig überhaupt nicht deuten läßt, wofür wohl die damaligen, noch schlecht ausgearbeiteten Analysenmethoden verantwortlich sind, und wenn man berücksichtigt, daß Be^{+2} mit seinem kleinen Ionenradius kaum Al^{+3} in 6-Koordination zu ersetzen vermag, bleibt nur die Schlußfolgerung, daß Be^{+2} in 4-Koordination für Si^{+4} in das Gitter eintritt; dann kann aber das Verhältnis der Si-Ionen und der diese ersetzenden Kationen (Kationen I. Art) zu den Sauerstoffionen nicht mehr, wie es die Orthosilikatformel verlangen würde, 1 : 4 sein, sondern es muß zu Gunsten der Si- usw. -Ionen stark verschoben sein, vermutlich, wie oben angedeutet, auf den Wert 1 : 3. Dann ist aber die Formel der Epidotmineralien $(OH, F)\ (Ca, Ce\ usw.)_2\ (Al, Fe, Mg\ usw.)_2\ [(Si, P, Al, Be)O_3]_4$ und es damit dargetan, daß es sich um keine Silikate vom Orthotypus mit selbständigen SiO_4-Tetraedern handeln kann.

---

[1] *Th. Kerndt,* Journ. f. prakt. Ch. 43, 1848, 228.

[2] *Takeo Iimori,* Scient. pap. Inst. phys. a. chem. Res. *36,* 1939, 53.

[3] *P. Quensel,* Arkiv f. Kemi, Miner. och Geol. *18 A,* 1944, Nö. 22.

Ob tatsächlich ein dieser Formel entsprechender Tetraederkettenverband entlang der Y-Achse der stengeligen Kristalle vorliegt oder ob ein ähnliches Verhältnis der Kationen I. Art zu den Anionen durch eine andersartige Koppelung der $(Si, Al, P, Be)O_4$-Tetraeder erreicht wird, kann nur die vollständige Strukturanalyse erweisen.

Monatsversammlung

am 16. Mai 1947 im Hörsaal des Mineralogisch-petrographischen Institutes der Universität.

Vortrag:

H. Haberlandt: Neue geochemische Forschungen des Auslandes.

Nach der allmählichen Überwindung der Absperrung Österreichs vom Ausland während des letzten Krieges liegt eine Fülle von neuen geochemischen Arbeiten vor, die von großer Bedeutung sind.

Insbesondere die jungen Geochemiker Skandinaviens und Finnlands haben das klassische Werk *V. M. Goldschmidts* „Die geochemischen Verteilungsgesetze der Elemente" im Hinblick auf die Verteilung der Spurenelemente in Mineralien und Gesteinen fortgesetzt. Auch in Amerika und in anderen Ländern forschen Schüler von *V. M. Goldschmidt* in dieser Richtung, nachdem die quantitativen spektrographischen Methoden zur Bestimmung der seltenen Elemente in kleinsten Mengen weitgehend ausgebaut werden konnten.

Die Erforschung der Verteilung der Spurenelemente ist nicht nur von großer theoretischer Bedeutung für die modernen Probleme der Minerogenese und Petrogenese, sondern hat auch praktischen Wert für die Lagerstättenlehre, für die Balneologie und letzten Endes für die Biochemie, insbesondere aber für die Bodenkunde in Hinblick auf den Ackerbau.

Die Entwicklung der modernen Geochemie ist untrennbar mit dem Namen ihres Begründers *V. M. Goldschmidt* verknüpft, dessen kürzlich gemeldeter Tod einen schweren Verlust für diese Wissenschaft bedeutet. Eine seiner letzten Arbeiten[1] beschäftigt sich mit der Anwendung spektralanalytischer Methoden in Mineralogie und Geochemie und enthält unter anderem neue quantitative Angaben über Gehalte der seltenen Erde Europium, die in der zweiwertigen Form auf Grund ihres Ionenradius von 1·25 Å in strontium- bzw. bleihaltigen Mineralien getarnt ist (Sr 1·27 Å, Pb 1·32 Å). *Goldschmidt* fand zusammen mit *Aslak Kvalheim* folgende Europiumgehalte in Kalifeldspaten, Titaniten und anderen Mineralien.

Kalkspat (mit Strontiumgehalt) von Leivatn in Sondeled (Norwegen)	mit 0·00098% Eu
Kalifeldspat (Sr-haltig)	bis 0·0017 % Eu
Andesin mit Anorthoklas aus Kjelsåsit von Kjelsås bei Oslo und von Langlidalen West Acker (Norwegen)	0·00006 % Eu
Yttrotitanit von Arendal (Norwegen)	0·0173 % Eu
Yttrotitanite Höchstgehalt	bis 0·034 % Eu
Strontianit von Loch Strontian (Schottland) und Pyromorphit von Friedrichssegen bei Ems	bis 0·085 % Eu

[1] *V. M. Goldschmidt,* Spektralanalysens anvendelse i minerologi, geokjemie og metallurgi. Tidskr. for Kjemis og Bergvesen, 1939, Nr. 5, S. 3.

Von *A. Köhler* und mir[1] wurden Feldspate in bezug auf ihre mehr oder weniger deutliche blaue Fluoreszenz im filtrierten ultravioletten Licht untersucht, wobei wir die Ursache des blauen Leuchtens in einem Europiumgehalt der betreffenden Feldspate vermuteten. Tatsächlich konnte durch spektrographische Europiumbestimmungen, die von *V. M. Goldschmidt* und *A. Kvalheim* in dankenswerter Weise in Oslo vorgenommen wurden, diese Vermutung bestätigt werden. Es ergaben sich bei blau fluoreszierenden Kalifeldspaten aus dem niederösterreichischen Waldviertel, ferner bei Plagioklasen (Andesin von Palmietfontain in Südafrika und Oligoklas von Ytterby in Schweden) Gehalte von etwa 0·0001% Europium. Auch hier steht der Europiumgehalt in Abhängigkeit vom Strontium- bzw. Bleigehalt der Feldspate. Auch die Feldspate der finnländischen Granulitformation zeigen nach Bestimmungen von *Th. G. Sahama*[2] Europiumgehalte in der Größenordnung von 0·00085% Eu in Übereinstimmung mit der von uns beobachteten hellblauen Fluoreszenz der Feldspate vom Inarisee bei Ivalo.

Eine außerordentliche Europiumanreicherung konnte von *K. Przibram, B. Karlik* und mir im Wiener Radiuminstitute bei englischen Fluoriten von Weardale auf Grund ihrer hellen blauen Fluoreszenz festgestellt und von *G. Wild* bogenspektrographisch quantitativ zu ungefähr 0·04% Eu bestimmt werden[3]. Das bedeutet im Vergleich zu dem durchschnittlichen Europiumgehalt von Sedimentgesteinen eine Anreicherung um den Faktor 400 und bei Vergleich des Verhältnisses von Kalzium zu Europium in Sedimenten einerseits, im englischen Fluorit andererseits eine Anreicherung um das 20fache. Abgesehen von den oben angeführten Strontianit und Pyromorphit stellt der englische Fluorit eines der europiumreichsten Mineralien dar. Im Gegensatz dazu gibt es Fluorite, wie der von Göschenen in der Schweiz, die fast kein Europium enthalten (unter 0·00003%), dafür aber einen überraschend hohen Ytterbiumgehalt von 0·01% aufweisen. Entsprechende Anreicherungen wie beim Europium in den englischen Fluoriten finden sich beim Fluorit von Göschenen in bezug auf das Ytterbium, nämlich 40fache Anreicherung gegenüber dem durchschnittlichen Ytterbiumgehalt in Sedimenten und 2fache Anreicherung von Yb/Ca gegenüber dem Yb/Ca-Verhältnis in Sedimenten. Solche ytterbiumreiche Fluorite kommen besonders in Pegmatiten saurer Eruptivgesteine vor, und diese Differentiation der zweiwertigen seltenen Erden bei verschiedenen Vorkommen des gleichen Minerales wurde erstmalig bei dem Mineral Fluorit festgestellt.

In zahlreichen Arbeiten des Auslandes wurde die Verteilung der Elemente Cadmium, Kobalt, Indium, Gallium, Germanium, Quecksilber und Zinn in verschiedenen Vorkommen der Zinkblende untersucht.

Bekanntlich wurden in diesem Minerale bereits frühzeitig eine Reihe von seltenen Elementen entdeckt. So im Jahre 1875 das Gallium durch *Lecoq de Boisbaudran* und im Jahre 1863 das Indium in Rückständen der Blende von Freiberg in Sachsen von *Reich* und *Richter*. Im Jahre 1897 wurden in einer größeren Arbeit von *Hartley* und *Ramadge*[4] unter anderen Spurenelemen-

[1] *H. Haberlandt* und *A. Köhler,* Lumineszenzuntersuchungen an Feldspaten und anderen Mineralien mit Seltenen Erden. Chemie d. Erde, *13,* (1940), 363.

[2] *Th. G. Sahama,* Akzessorische Elemente in den Granuliten von Finnisch-Lappland. Compt. Rend. Soc. géol. Finnlande, IX, (1936), 267.

[3] Siehe die Mitteilungen d. Inst. f. Radiumforsch., Nr. 336, 354, 405, 440 (1934, 1935, 1937, 1490). Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien II a.

[4] *W. N. Hartley* und *H. Ramadge,* The wide Dissemination of some of the Rarer Elements and the mode of their association in common ores and minerals. Journ. Chem. Soc. (London), 71, (1897), 533.

ten besonders die Gehalte von Gallium auch in Zinkblenden spektrographisch nachgewiesen. In den letzten Jahren wurden von amerikanischen[1], russischen[2] und norwegischen[3] Forschern die Verteilung der oben erwähnten Spurenelemente mit Hilfe quantitativer spektrographischer Methoden systematisch bei Zinkblenden verschiedenartiger Bildung festgestellt, wobei überraschend gut übereinstimmende Ergebnisse erhalten wurden. Im folgenden soll besonders auf die interessanten Untersuchungen von *I. Oftedal* bei norwegischen Zinkblenden eingegangen werden. Solche Blenden von Kontaktvorkommen aus dem Gebiet von Oslo zeigen charakteristische Gehalte an Kobalt von 0·1 bis ausnahmsweise 0·3%, von Indium (0·001% bis ausnahmsweise 0·05%) bei sehr kleinem Gallium- und Germaniumgehalt (unter 0·001%). Dagegen ist der Kobaltgehalt bei pegmatitischen Blenden vom Langesundfjord sehr klein: unter 0·005%, und auch der Gehalt an Indium, Gallium und Germanium liegt bei diesem Vorkommen unter 0·001% (Summe dieser Elemente).

Die erzführenden Quarzgänge des Urgebirges im südlichen Norwegen und vor allem die hydrothermalen Gänge vom Typus Kongsberg enthalten Zinkblenden mit höheren Gehalten an Gallium (0·001 bis 0·003%, ausnahmsweise bis 0·1%), Germanium 0·0001 bis 0·001%, ausnahmsweise bis 0·01% (bei einer hydrothermalen Blende niedriger Bildungstemperatur) und von Indium (0·001 bis 0·01%, ausnahmsweise bis 0·07%). Für die letzte Gruppe von Zinkblenden ist ein Gehalt von Quecksilber (0·005%) und von Zinn (0·003%) charakteristisch. Diese Spurenelemente (Hg, Sn, Ga, In) sind in ähnlicher Verteilung auch in Zinkblenden der kaledonischen Kiesvorkommen Südnorwegens vorhanden, doch tritt hier ein höherer Kobaltgehalt auf. Als durchgehende Gesetzmäßigkeit wurde nicht nur von *Oftedal,* sondern auch von den amerikanischen und russischen Forschern festgestellt, daß die Aufnahmsfähigkeit der Zinkblende für die besprochenen Spurenelemente in der Weise von der Bildungstemperatur abhängt, daß höhere bzw. mittlere Bildungstemperatur (hypo- und mesothermale Bildungen) mit einem größeren Kobalt- bzw. Indiumgehalt, niedrig temperierte (epithermale) Lagerstätten mit einem größeren Gallium- und Germaniumgehalt verknüpft sind. Dabei scheint das Optimum für Germanium bei noch tieferer Bildungstemperatur als das entsprechende für Gallium zu liegen. Niedrig temperierte, hydrothermale Zinkblenden zeigen auch häufig einen Quecksilber- und Zinngehalt, manche auch einen Thalliumgehalt, wobei provinzielle Eigentümlichkeiten maßgebend sind. Indiumreiche Zinkblenden sind vor allem die dunklen, eisenreichen Arten (sogenannte „Marmatite"), worauf insbesondere die russischen Forscher *(Prokopenko)* hingewiesen haben. Die

[1] *L. C. Graton* und *G. A. Harcourt,* Spectroscopic evidence on origin of ores of Mississippi Valley type. Econ. Geol. 30, (1935), 800. Ferner: *E. Stoiber,* Minor Elements in sphalerite. Econ. Geol. 35, (1940), 501. Außerdem: *L. W. Strock,* Quantitative spectrographic Determination of Minor Elements in Zinc Suphide Ores. American Institute of Mining and Metallurgical Engineers. Technical Publication, No. 1866, New York, 1945.

[2] Siehe die Arbeiten von *N. M. Prokopenko* und *S. A. Borovik,* Occurences of Indium in lead-zinc deposits of Middle-Asia. Bull. Acad. Sci. U. D. SS. Cl. Math. Nat. Geol. Ser., Nr. 2, (1938), 335. Vgl. ferner die anderen Arbeiten dieser Forscher über Indium in Zinkblenden verschiedener russischer Vorkommen in: C. R. Ac. Sc. (Doclady), Moskau, 31, (1941), 16, 22.

[3] *I. Oftedal,* Untersuchungen über die Nebenbestandteile von Erzmineralien norwegischer zinkblendeführender Vorkommen. Skrift. Norsk. Vidensk.-Akad. Oslo, I. Math. naturw. Kl., Nr. 8, (1940), S. 1—103.

kleinsten Indiumgehalte finden sich bei Zinkblenden niedriger Bildungstemperatur mit höheren Gehalten von Germanium und Gallium. Ein ausgezeichnetes Beispiel hierfür ist die helle gelbe Zinkblende von Zinkholmen auf Spitzbergen, die außerdem einen charakteristischen Quecksilbergehalt von 0·003% Hg hat. Von *L. Strock* wurde der Gehalt der Zinkblende an Indium, Gallium und Germanium im Verhältnis zum Zink mit dem Verhältnis der durchschnittlichen Mengen dieser Spurenelemente und des Zinks in den Silikatgesteinen verglichen. Es zeigt sich nur beim Indium ein ähnliches Verhältnis zum Zink (bei indiumreichen Blenden) wie in Silikatgesteinen, während Gallium und Germanium in den Zinkblenden in relativ geringeren Mengen vorhanden sind, als es ihrem Verhältnis zum Zink in den Eruptivgesteinen entspricht, wenn sie auch charakteristische und weitverbreitete Spurenelemente in hydrothermalen Zinkblenden darstellen.

Von den jungen finnischen Geochemikern liegen eine Reihe ausgezeichneter geochemischer Arbeiten mit Präzisionsbestimmungen seltener Elemente in zahllosen Gesteinsproben und Mineralien aus verschiedenen Provinzen Finnlands vor[1]. Man kann die ungeheure Arbeitsleistung nur bewundern, unter schwierigsten äußeren Verhältnissen komplizierte spektrographische quantitative Analysen mit einem gigantischen Untersuchungsmaterial (in einer Arbeit von *Sahama* wurden von 426 Gesteinsproben zum Teil Durchschnittsmischungen, zum Teil Einzelproben optisch-spektrographisch und röntgenspektrographisch untersucht) durchzuführen. Von den zahlreichen Ergebnissen dieser Arbeiten sollen hier nur die wichtigsten streiflichtartig hervorgehoben werden. Von besonderem Interesse ist die Verteilung der Seltenen Erden in den verschiedenen Eruptivgesteinen im Zusammenhang mit dem Problem der magmatischen Differentiation. Es zeigen sich nun gewisse durchgehende Gesetzmäßigkeiten wie die folgenden: Die Granite, vor allem die jüngeren, weisen relativ hohe Cergehalte und niedrigere an Yttrium und Ytererden auf, wie es das Verhältnis von Cer zu Yttrium, bzw. das von Cererden zu Ytererden aufzeigt. Dagegen findet sich in Granitpegmatiten und auch in einem Alkalifeldspatpegmatit in Vergesellschaftung mit Diabasen eine Anreicherung von Ytererden, insbesondere auch von Ytterbium gegenüber Europium. Diese Verhältnisse werfen ein bezeichnendes Licht auf die oben erwähnte Gesetzmäßigkeit des Vorkommens von ytterbiumreichen Fluoriten in Granitpegmatiten. Merkwürdigerweise sind in den Diabasen von Säppi ebenfalls die schwächer basischen Ytererden mit den kleineren Ionenradien gegenüber den Cererden stärker vertreten. Regionale und provinzielle Eigentümlichkeiten spielen bei der Verteilung der Spurenelemente natürlich auch mit. So zeichnet sich einer der jüngsten archaeischen Granite, nämlich der von Maarianvaara, durch eine besondere Armut an seltenen Erden aus, während im allgemeinen die jüngeren Granite reicher an seltenen Erden sind als die alten Granite und Granitgneise. Eine regionale Eigentümlichkeit der finnischen Granite ist ihr niedriger Gehalt an Caesium und Lithium. Die Granulite zeichnen sich durch etwas höhere Chrom-

[1] *Th. G. Sahama* and *K. Rankama,* Preliminary Notes on the Geochemical Properties of the Maarianvaara Granite. Compt. Rend. Soc. géol. Finnland, No. XIII, (1938).

Th. G. Sahama and *V. Vaehaetalo,* X-RAY Spectrographic study of the Rare Earths in some Finnish Eruptive Rocks and Minerals. Compt. Rend. Soc. géol. Finnland, No. XIV, (1939), 50—83.

Th. G. Sahama, Spurenelemente der Gesteine im südlichen Finnisch-Lappland. Bull. d. l. Comm. Géol. Finnlande, No. 135, (1945).

und Vanadingehalte gegenüber den Graniten aus, während sie andererseits kein Bor enthalten. Falls man die Granulite als granitisierte Sedimente (etwa Sandsteine) im Sinne der modernen Granitisationstheorien *H. Backlunds* auffassen will, so dürfte dieser geochemische Hinweis nicht zu vernachlässigen sein und der mangelnde Borgehalt gegen die Herleitung aus Sedimenten sprechen.

Die von *Sahama* nachgewiesenen hohen Borgehalte in Sedimenten (Leptiten und tonerdereichen Schiefern) gehen nicht durchwegs mit einem hohen Gehalt an Zirkon Hand in Hand, woraus *Sahama* schließt, daß das Bor nicht im Turmalin gebunden ist, der sich, so wie der Zirkon, hauptsächlich in den residualen Sedimenten (Quarziten) vorfindet. Das Bor scheint sich infolge seiner stark hervortretenden Hydroxylbindung vor allem in den Hydrolysat- und Oxydatsedimenten anzureichern. Merkwürdigerweise sind relativ hohe Borgehalte in ultrabasischen Gesteinen und in ihren metamorphen Abkömmlingen (Serpentinen bis 0·1% B_2O_3) nachgewiesen worden. *Sahama* glaubt, daß in diesen Fällen das Bor bei der Auskristallisation des Olivingesteins in der entstandenen Wasserlösung geblieben ist und dann bei der Autometasomatose das Serpentingitter besetzt hat. Beryllium ist in verschiedenen Graniten und auch in manchen Sedimenten in einem ziemlich konstanten Gehalt von 0·0003% BeO vorhanden und scheint nur in syenitischen Gesteinen des westlichen Lapplands angereichert zu sein (0·0006% BeO).

Eine Fülle von Anregungen und neuen Ausblicken vermittelt uns eine kürzlich erschienene Arbeit von *K. Rankama* über die geochemische Differentiation in der Erdkruste[1]. *Rankama* untersucht die geochemische Migration vor allem der Spurenelemente in Abhängigkeit von ihrer zeitlichen Abfolge innerhalb eines orogenetischen Zykluses im Sinne der neueren Vorstellungen von *W. Wahl*. Außerdem werden diese Elementwanderungen im Lichte der neueren Theorien über Anatexis, Palingenese (Wiederaufschmelzung) und Granitisation, die von *Sederholm-Eskola* und *Backlund-Ramberg* entwickelt wurden, betrachtet. *Rankama* unterscheidet zwei Hauptgruppen von Elementen nach ihrem Verhalten bei einer sekundären geochemischen Migration im Laufe der orogenetischen Entwicklung. Die sogenannten „granitophilen" Elemente: Lithium, Rubidium, Caesium, Beryllium, Seltene Erden inklusive Uran und Thorium, Tantal und Blei tendieren zur Konzentration in den oberen Partien der Erdkruste, da die alkalireichen Anteile der alten primorogenetischen Granite und Granodiorite zuerst in Lösung gehen, wenn sie durch Anatexis aufgeschmolzen, bzw. ihre niedrig schmelzenden und leicht löslichen Mineralien mobilisiert und die granitophilen Elemente destilliert und sublimiert werden. Andererseits sinken die von *Rankama* als „granitophoben" Elemente bezeichneten Stoffe, wozu zunächst nur das Yttrium zu zählen ist, zusammen mit den chalkophilen und siderophilen Elementen im Laufe der geologischen Entwicklung nieder und reichern sich in den tieferen basaltischen Schichten an, wobei das Yttrium durch einen diadochen Platzwechsel an Stelle von Kalzium (in anorthitreichen Plagioklasen) treten kann. Tatsächlich wird von *Rankama* auf Grund einer sehr umfangreichen tabellarischen Zusammenstellung (von ungefähr 600 Gesteinen bzw. Durchschnittsmischungen von Gesteinen wurden die Gehalte an allen möglichen Spurenelementen angegeben) eine Zunahme der Gehalte an granitophilen Elementen mit jüngerem geologischem Alter festgestellt, während die granitophoben Elemente (Yttrium) in den älteren geologischen Epochen angereichert sind. Ein merkwürdig konstantes Verhalten zeigt das

[1] *K. Rankama,* On the Geochemical Differentation in the Erath's Crust. Bull. d. l. Comm. Géol. de Finnlande. No: 137, 1946.

Radium, abgesehen von provinziellen Eigentümlichkeiten, wie dem relativ hohen Radiumgehalt in den Stone-Mountain-Graniten Nordamerikas, der durch radioaktive Mineralien verursacht ist, da Granite ganz verschiedenen Alters keine wesentlich verschiedenen Radiumgehalte besitzen. Diese Konstanz sucht *Rankama* durch Nachschübe von juvenilem radioaktivem Magma zu erklären, die zu allen Zeiten stattfinden und allfällige Migrationen von Radium immer wieder ausgleichen. Dagegen findet bei den oben erwähnten Elementen nach *Rankama* eine geochemische Differentiation und Migration von globalem Ausmaße statt, wobei die optimalen Bedingungen für diese Migration im Großen übereinstimmen mit den orogenetischen Perioden, in denen die Elemente besonders mobilisiert werden.

Leider fehlen in allen referierten Arbeiten und auch sonst im bisherigen Schrifttum Angaben über Urangehalte, die zumeist nur indirekt aus dem Radiumgehalt der Gesteine gerechnet wurden. Hoffentlich kann durch die in Wien ausgebildeten, besonders empfindlichen Methoden der Fluoreszenzanalyse diese Lücke in Zukunft ausgefüllt werden.

Jedenfalls stehen wir erst am Anfang einer großen Entwicklung; es gilt noch eine ungeheure Kleinarbeit zu leisten, die hauptsächlich darin bestehen wird, nicht nur die Gesteine, sondern auch die gesteinsbildenden Mineralien auf die Verteilung an Spurenelementen zu untersuchen. Schon jetzt beginnen sich die prophetischen Worte, die *V. M. Goldschmidt* in seinen geochemischen Verteilungsgesetzen II im Jahre 1924 niedergeschrieben hat, zu bewahrheiten: „Die Kenntnis der geochemischen Verteilungsbahnen der einzelnen Elemente sind ein wichtiges Hilfsmittel, um die genetischen Beziehungen zwischen verschiedenen Gesteinen und die Bildungsgesetze von Minerallagerstätten einwandfrei festzustellen. In dieser Beziehung erscheint es ganz besonders wichtig, bei der quantitativen Analyse von Gesteinen und Erzen auch solche Bestandteile zu ermitteln, die zwar nur in geringer Menge auftreten, aber Aufschlüsse über die Stellung des betreffenden Gesteinskörpers im System der geochemischen Entwicklung liefern können. Mengenbestimmungen solcher Bestandteile, sozusagen *geochemischer Leitelemente,* dürften bald eines der wichtigsten Hilfsmittel werden, um die Verwandtschaftsbeziehungen magmatischer Gesteine exakt festzustellen." Weiters: „Bei dem Aufsuchen und bei der Bewertung von Erzlagerstätten ist es von größter Bedeutung, das Verteilungsschema der betreffenden Elemente in der geochemischen Entwicklungsreihe zu kennen."

Exkursion nach Deutsch-Altenburg und Berg

am 8. Juni 1947.

Die Mitglieder der Gesellschaft waren zur Teilnahme an der Exkursion des Mineralogischen Institutes der Universität am 8. Juni 1947 nach Deutsch-Altenburg und Berg eingeladen.

Besichtigt wurde der Dolomitsteinbruch der Firma *Hollitzer,* Baustoffwerke A. G., an der Bahnstation Deutsch-Altenburg, mit seinen gut aufgeschlossenen, von hydrothermalem Kalkspat usw. ausgekleideten Klüften und Hohlräumen. Der Kalkspat ist durch bemerkenswerte Fluoreszenzerscheinungen ausgezeichnet. Daran schloß sich eine aufschlußreiche Führung von seiten der Betriebsleitung durch das großangelegte Schotterwerk.

Der Weg nach Wolfstal gab Gelegenheit zum Besuch eines Steinbruches im Tertiärkalk mit reicher Fossilführung.

Am östlichen Ortsausgang von Wolfstal und weiter östlich bei Berg wurden mehrere Steinbrüche im pegmatisch durchaderten Granit besucht und die Mineralführung studiert.

Verzeichnis der Mitglieder der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft

soweit ihre Anschriften bis Ende 1947 ermittelt werden konnten.

Backlund, Dr. Helge G., Professor, Upsala, Schweden.
Bandl, Dr. E,, Wien, III., Seidlgasse 41.
Bauer, Dr. Karl, Ketzelsdorf 36, Post Walterskirchen bei Poysdorf, N.-Ö.
Baumgartner, Dr. Karl, Langenlois, Kaiser-Josef-Platz 12, N.-Ö.
Beck, Dr. Heinrich, Wien, III., Erdbergstraße 35/15.
Benvenuti, Julius, Wien, III., Neulinggasse 15.
Berger, Anton sen., Mödling, Bahnhofplatz 7.
Bräutigam, Dr. Fritz, Wien, XVII., Zeillergasse 100.
Brunner, Karl, Kommerzialrat, Wien, I., Kohlmarkt 16.
Buchner, Dr. Leopoldine, Wien, III., Jacquingasse 1/18.
Czermak, Dr. F., Bergdirektion Hüttenberg, Knappenberg, Kärnten.
Ebert, Dr. Ludwig, Professor, Wien, IX., Währingerstraße 42.
Ehrlich, Ernst, Schladming, Steiermark.
Exner, Dr. Christof, Privatdozent, Wien, XIX., Friedlgasse 60.
Flögl, Paul, Wien, XVIII., Naaffgasse 26.
Freh, Dr. Wilhelm, Linz, Eisenhandstraße 35.
Gerhart, Dr. Hilda, Wien, XVII., Hernalser Hauptstraße 67.
Goigner, Franz, Wien, XX., Wasnergasse 31.
Granichstädten-Czerva, Dr. Johann, Ministerialrat, Wien, III., Traungasse 2.
Graz, Institut für Mineralogie und technische Geologie, Rechbauerstraße 12.
Grosch, Karl, Professor, Wels, Eisenhowerstraße 28.
Günther, Gustav, Morzg 84, bei Salzburg.
Haberlandt, Dr. Herbert, Privatdozent, Wien, XVIII., Gymnasiumstraße 56.
Hauser, Dr. Alois, Dozent, Graz, Technische Hochschule, Rechbauerstraße 12.
Hedlik, Dr. Anni, Wien, XX., Wallensteinstraße 56/35.
Heritsch, Dr. Haymo, Professor, Graz, Katzianergasse 6.
Hermann, Dr. Felix, Wien, III., Hauptstraße 33 a.
Hlawatsch, Dr. Carl, Wien, XIV., Linzerstraße 458.
Holzer, Rudolf, Professor, Hofrat, Wien, VI., Wallgasse 25.
Horninger, Margarete, Wien-Hadersdorf, Czedikgasse 3/15.
Karabacek, Dr. Hans R. v., Zentraldirektor, Wien, VI., Magdalenenstraße 1.
Kieslinger, Dr. Alois, Professor, Wien, I., Schönlaterngasse 5.
Klinger, Ing. Karl, Gumpoldskirchen, Am Kanal 8—10.
Kober, Dr. Leopold, Professor, Wien, Universität, Geologisches Institut.
Köhler, Dr. Alexander, Professor, Wien, XI., Hauptstraße 69.
Kohler, Dr. Max, Hofrat, Wien, VIII., Lederergasse 17/21.
Kontrus, Dipl.-Ing. Karl, Wien, XVIII., Währinger Gürtel 107/12.
Koppi, Wilhelm, Wien, III., Barichgasse 14/12.
Krantz, Dr. F., Bonn, Herwarthstraße 36, Deutschland.
Lange, Otto, Verlagsinhaber, Wien, I., Mölkerbastei 5.
Lechner, Dr. Adolf, Hofrat, Wien, IV., Schaumburgergasse 6/7.
Macek, Franz, Wien, VI., Laimgrubengasse 14.
Machatschki, Dr. Felix, Professor, Wien, Universität, Mineralogisches Institut.
Matz, Ing. Karl, Mühlbach/Hkg., Salzburg.
Mauer, Alois, Wien, XV., Löhrgasse 22/14.

Meixner, Dr. Heinz, Graz, II., Leonhardstraße 32/2.
Metzger, Dipl.-Ing. Robert, Wien, IV., Schleifmühlgasse 3.
Michel, Dr. Hermann, Hofrat, Professor, Wien, XVIII., Ferrogasse 44.
Miksch, Eduard, Altenberg, Post Greifenstein, Hauptstraße 25, N.-Ö.
Mohr, Dr. H., Professor, Wien, I., Bräunerstraße 4—6.
Ohnesorge, Dr. Theodor, Taxenbach 9, Pinzgau.
Opawa, Fritz, Direktor, Wien, XIX., Werkmanngasse 2/VII/13.
Paulitsch, Dr. Peter, Graz, Heinrichstraße 33.
Petrascheck, Dr. W., Professor, Leoben, Tunnerstraße 7, Steiermark.
Prokopp, R., Wien, III., Hintzergasse 11/4.
Przibram, Dr. Karl, Professor, Wien, XIII., Mantlergasse 16 a.
Raßmann, Anton, Königsbrunn am Wagram 14, N.-Ö.
Riedel, Dr. Josef, Wien, XIII., Biraghigasse 18.
Rotky, Dipl.-Ing. Otto, Sektionschef i. R., Wien, XVIII., Währingerstraße 138/22.
Salzer, Dr. Heinrich, Wien, III., Marxergasse 3/14.
Sander, Dr. Bruno, Professor, Innsbruck, Alte Universität, Mineralogisches Institut.
Santo-Passo, Dr. Otto, Ministerialrat, Solbad Hall in Tirol, Krippgasse 7.
Schadler, Dr. Josef, Linz, Marienstraße 1.
Schiener, Dr. Alfred, Wien-Perchtoldsdorf, Schweglergasse 25.
Schömer, Dipl.-Ing. Dr. Josef, Klosterneuburg, Leopoldsstraße 30.
Scholler, Dr. Hubert, Wien, XIX., Heiligenstädterstraße 333.
Schumann, Dr. Hilmar, Professor, Göttingen, Rosdorferweg 8, Deutschland.
Sedlacek, Dr. Max, Langenlois, N.-Ö.
Seebald, Dr. A., Wien, IV., Mommsengasse 20.
Siegl, Dr. Walter, Leoben, Montanistische Hochschule.
Simm, Rudolf, Gumpoldskirchen, Wienerstraße 98.
Stark, Dr. Michael, Professor, Wolkersdorf am Rußbach, N.-Ö.
Stiny, Dr. Josef, Professor, Technische Hochschule Wien.
Tertsch, Dr. Hermann, Hofrat, Professor, Wien, VI., Mariahilferstraße 93.
Thaller, Dr. Emil, Wien, XVIII., Anton-Frank-Gasse 8.
Tippel, Ferdinand, Wien, XIV., Ameisgasse 7/6.
Umrath, W., Graz, III., Zusertalgasse 9.
Waldmann, Dr. Leo, Professor, Wien, VI., Rahlgasse 6.
Woletz, Dr. Gerda, Wien, IX., Garnisongasse 3/14.
Zabusch, Franz, Wien, XVII., Hauptstraße 124/7.
Zemann, Dr. Josef, Wien, XX., Engerthstraße 99/XIII/16.

Herausgeber, Eigentümer und Verleger: Springer-Verlag, Wien, I., Mölkerbastei 5. — Für den Inhalt verantwortlich: Prof. Dr. Felix Machatschki, Mineralogisches Institut der Universität, Wien, I., Universität. — Druck: Friedrich Jasper, Wien, III., Tongasse 12. — Papierzuweisung Nr. 101/48/1/58.

Dem Andenken Emil Dittlers.

Von

Herbert Haberlandt, Wien.

(Eingelangt am 25. Februar 1948.)

Emil Dittler wurde am 29. Oktober 1882 in Graz geboren. Er studierte an der Universität Graz Naturwissenschaften und wurde dort im Jahre 1907 zum Doktor der Philosophie promoviert. Er war in den Jahren 1908 bis 1909 als Demonstrator für Chemie an der Grazer Technischen Hochschule tätig und kam dann nach Wien, wo er in den Jahren 1909 bis 1912 als Assistent im Mineralogischen Institut wirkte. Im Jahre 1910 erhielt er die Venia Legendi an der Wiener Universität und führte zahlreiche mineralsynthetische Arbeiten durch. Während des Weltkrieges war Dittler als Leutnant der Reserve eingerückt, wurde dabei ausgezeichnet und zum Oberleutnant befördert. Nach einer Verwundung wurde er als Lehrer der Infanteriekadettenschule in Breitensee (Wien) und später als Leiter des an der Technischen Hochschule in Wien errichteten Hüttenlaboratoriums kommandiert. Am 27. September 1921 wurde Dittler außerordentlicher Professor an der Wiener Universität und übernahm nach dem Tode des bekannten Mineralchemikers *C. Doelter* die Leitung des Mineralogischen Institutes. Am 23. Jänner 1928 wurde er zum ordentlichen Professor ernannt und übte seine Tätigkeit bis zum Jahre 1938 aus. Als Gegner des Nationalsozialismus bekannt, wurde Dittler in diesem schicksalsschweren Jahr in den Ruhestand versetzt und lebte während des zweiten Weltkrieges sehr zurückgezogen. Trotzdem konnte er bei ungebrochenem Arbeitseifer noch an der Technischen Hochschule einige Mineralanalysen durchführen. Als im Jahre 1945 der Nationalsozialismus zusammenbrach, wollte Dittler seine frühere Lehrtätigkeit an der Wiener Universität wieder aufnehmen. Es war ein tragisches Geschick, das den durch Krankheit schwer geplagten Mann verhinderte, die Wiedergutmachung und die Rückkehr in sein Institut zu erleben. Emil Dittler starb, von seiner Frau betreut, am 3. November 1945 an einem schweren Leiden, ohne daß

es ihm vergönnt war, die Räume seines Institutes noch einmal zu betreten.

Emil Dittlers wissenschaftliches Werk kann hier nur an Hand seiner zahlreichen Arbeiten in kurzen Umrissen dargestellt werden. Es sind vornehmlich mineralsynthetische und mineralanalytische Arbeiten, außerdem auch einige Arbeiten über Lagerstätten nutzbarer Mineralien und über Thermalquellen und ihre Absätze; endlich Untersuchungen über Meteorite. Es wurden von Dittler die Erstarrungskurven (1) und die Schmelzpunktkurven (12) bei Silikaten, bzw. Feldspaten aufgenommen, das Verhalten der Feldspate bei hohen Temperaturen (30) festgelegt und Beiträge zur Thermochemie der Portlandzemente (6) und Silikate (8) geliefert.

Zahlreiche Versuche zur Synthese von Feldspaten wurden durchgeführt: Insbesondere zur Darstellung kalihaltiger basischer Plagioklase (5), betreffend das Verhalten des Orthoklases zum Andesin und Celsian (7), in bezug auf die Mischkristallbildung im System Anorthit, Albit-Carnegiit (gemeinsam mit *A. Köhler* (63), sowie in bezug auf die Mischkristallbildung des Barium- und Strontiumfeldspates mit Orthoklas (gemeinsam mit *H. Lasch* (49, 50). Die Frage der Entmischbarkeit der Kali-Natronfeldspate wurde gemeinsam mit *A. Köhler* (33) behandelt. Außerdem wurden Lithium-Aluminiumsilikate synthetisiert, wobei gemeinsam mit *A. Hofmann* die Frage der Vertretbarkeit in den Systemen $LiAlSi_2O_6$—$Mg_2Si_2O_6$ (68) untersucht wurde. Synthetische Versuche, die für die Minerogenese wichtig sind, wurden beim Wulfenit (16) und beim Rotzinkerz (34) und Cordierit (70 durchgeführt. Hand in Hand mit synthetischen Versuchen wurden von Dittler zahlreiche analytische Mineraluntersuchungen unternommen, so unter anderen der Wulfenit (23), Ilsemannit (26), Fahlerze (39, 73), Mineralien aus dem Stubachtal (55). Außerdem wurden Meteoriten analysiert (25, 60, 64). Es wurden ferner einzelne chemische Trennungsoperationen verbessert bzw. ausgearbeitet (20, 35, 36, 37, 44, 51, 66). Ein Teil dieser Arbeiten wurde in dem bekannten von *C. Doelter* herausgegebenen „Handbuch der Mineralchemie" veröffentlicht. Eine zusammenfassende Darstellung über Gesteinsanalyse wurde gemeinsam mit *A. Köhler* (62) im Jahre 1933 verfaßt und ein mineralsynthetisches Praktikum erschien im Jahre 1915. Weitere Arbeiten E. Dittlers beschäftigten sich mit praktisch wichtigen Mineralvorkommen: Beryllvorkommen (46, 52) Kaoline (56, 57, 69), Seifenerden (58) und Bauxite (48, 59, 67). Nomenklatur und Einteilung der Tonerdehydrate (13, 15), der Silikate und Aluminate des Zements (14) wurden besonders behandelt, und das Kristalli-

sationsvermögen von Mineralien (9) sowie Diffusionsvorgänge in Schichtkristallen (42) studiert. Endlich hat sich E. Dittler mit der Untersuchung von Thermalquellen und ihrer Absätze befaßt, so mit dem Säuerling von Oberschützen im Burgenland (65), mit dem Aragonitabsatz des Biliner Sauerbrunnens (27) und mit den merkwürdigen, radioaktiven Quellabsätzen von Badgastein (71). Er versuchte hier mit Hilfe jüngerer Kräfte moderne Methoden der Mikrochemie und Spektralanalyse für die Bestimmung der Spurenelemente in den Thermalabsätzen mit Erfolg anzuwenden. Emil Dittler war auch über die Grenzen unseres Landes hinaus in Kontakt mit bedeutenden Mineralogen des Auslandes, so mit dem kürzlich verstorbenen, berühmten Geochemiker *V. M. Goldschmidt* in Oslo.

Arbeitsverzeichnis von E. Dittler.

1908 1. Die Erstarrungskurven einiger Silikatschmelzen. Sitz.-Ber. Akad. d. Wissensch. Wien. Math. naturw. Kl. Bd. CXVII, Abt. I. Juni 1908.

1909 2. Über die Einwirkung organischer Farbstoffe auf Mineralgele. Z. f. Chemie und Industrie der Kolloide, Bd. V., Heft 2. 1909.

1910 3. *Gemeinsam mit K. Herold:* Über die elektrische Leitfähigkeit von Zementrohmassen verschiedener Aufbereitung. Zentralbl. f. Chemie u. Analyse der Hydraulischen Zemente. Jahrg. 1910.

4. Die Silikatschmelzen mit besonderer Berücksichtigung der Portlandzementsilikate. Zentralbl. f. Chemie u. Analyse der Hydraulischen Zemente. 1910, Heft 12. S. 183.

5. Über die Darstellung kalihaltiger basischer Plagioklase. Tschermaks Min. u. Petr. Mtt. XXIX. 4 Heft, 1910, S. 273.

6. *E. Dittler u. L. Jesser:* Über einige thermochemische Versuche an sinternden Portlandzementrohmehlen. Zentralbl. f. Chemie u. Analyse der Hydraulischen Zemente. 1. Jahrg., Mai 1910.

1911 7. Über das Verhalten des Orthoklases zu Andesin und Celsian und über seine Stabilität in künstlichen Schmelzen. Tschermaks Min. u. Petr. Mitt. XXX. Bd., 1 u. 2. Heft, 1911, S. 118.

8. Beitrag zur Thermochemie der Silikate. Zeitsch. f. anorganische Chemie. Bd. 69, Jahrg. 1911.

9. *E. Dittler und V. Schumoff-Deleano:* Einige Versuche zur Bestimmung des Kristallisationsvermögens von Mineralien. Zentralbl. f. Min. Geol. u. Paläontolog. Nr. 24, 1911, S. 753—757.

1912 10. *Gemeinsam mit R. Ballo:* Synthetische Lithium-Aluminiumsilikate und deren Eigenschaften. Z. f. anorg. Chemie, 76 (1912), S. 48.

11. Zweck und Ergebnisse der Mineralsynthese. Vorträge des Vereines z. Verbreitung naturwissensch. Kenntnisse in Wien. 52. Jahrg., Heft 5, 1912.

12. Die Schmelzpunktkurve von Kalinatronfeldspaten. Tschermaks Mineralog. u. Petr. Mitt. XXXI. Bd., 4. u. 5. Heft, 1912, S. 513.

13 a. *Gemeinsam mit C. Doelter:* Bauxit, ein natürliches Tonerdehydrogel. Zeitschr. f. Chemie u. Industrie der Kolloide, IX/6, S. 282.

13 b. *Gemeinsam mit C. Doelter:* Zur Charakteristik des Bauxits. Zentralbl. f. Min. A. 1912, S. 19.

13 c. Zur Nomenklatur der Tonerdehydrate. Zentralbl. f. Min. Jahrg. 1912, Nr. 4, S. 104.

14. Die Silikate und Aluminate des Zements. Handbuch der Mineralchemie. Bd. I, Jahrg. 1912.

1913 15. *Gemeinsam mit C. Doelter:* Bauxit oder Sporogelit? Zentralbl. f. Min. Jahrg. 1913, Nr. 7, S. 193.

1914 16. Versuche zur synthetischen Darstellung des Wulfenits. Zeitschr. f. Kryst. LIV. Bd., 3. u. 4. Heft, Jahrg. 1914.

17. Phosphate der Thomasschlacke. Handbuch der Mineralchemie. III. Heft 3, 1914.

18. Alamosit, Molybdophyllit und Pilbarit. Handbuch d. Mineralchemie II. Heft 5, 1914.

1915 19. Mineralsynthetisches Praktikum. Steinkopf, Desden, 1915.

1916 20. *Gemeinsam mit A. von Graffenried:* Zur Bestimmung von Wolfram nach *R. Fieber.* Trennung des Zinns und Wolframs, Chemiker-Ztg., 1916, Nr. 97/98. S. 681.

21. Mennige aus Bieberwier in Tirol. Zentralbl. f. Mineralogie. 1916, Nr. 22, S. 521.

1917 22. Über die Adsorption von Schwefelsäure durch Eisenhydroxyd und Bildung kolloiden Schwefels aus Sulfiden. Kolloid-Zeitschr. Bd. XXI, Heft 1, 1917.

1919 23. Zur analytischen Untersuchung von Mieser Wulfeniterzen. Zentralbl. f. Mineralog. 1919, Nr. 15 u. 16, S. 225—227.

1920 24. Über einige experimentelle Versuche zur Bildung silikatischer Nickelerze. Festschrift aus Anlaß des 70jährigen Geburtstages von Cornelio Doelter, 1920.

1921 25. Bemerkungen zur Bestimmung des Nickels und Kobalts in Meteoriten. Zentralbl. f. Mineralogie Nr. 24, 1921, S. 741—742.

1922 26 a. Zur Natur und Genesis des Ilsemannits. I. Teil. Zentralbl. f. Mineralogie, 1922, Nr. 22, 689—696.

1923 26 b. Zur Natur und Genesis des Ilsemannits. II. Teil. Zentralbl. f. Mineralogie. 1923, Nr. 23, S. 705—714.

27. *Gemeinsam mit J. E. Hibsch:* Aragonit als Quellabsatz des Biliner Sauerbrunns. Tschermaks Min. u. Petr. Mitt. 36 (1923), S. 80.

28. *Gemeinsam mit J. E. Hibsch:* Über Anauxit und Cimolit von Bilin. Tschermaks Min. u. Petr. Mitt. 36 (1923), S. 85.

1924 29. Manganführende Flußgerölle. Tschermaks Min. u. Petr. Mitt. 36 (1924), S. 164.

30. *Gemeinsam mit A. Köhler:* Über das Verhalten der Feldspate bei hohen Temperaturen. Akademie d. Wissensch. in Wien. Anzeiger der. Math. naturw. Kl. 1924, Nr. 19.

31. Neue Mineralanalysen. Tschermaks Min. u. Petr. Mitt. 1924, 36. Bd. S. 213.

1925 32. Wad von der Walderalpe in Tirol. Zentralbl. f. Min., Abt. A, 1925, Nr. 4, S. 104—105.

33. *Gemeinsam mit A. Köhler:* Zur Frage der Entmischbarkeit der Kali-Natronfeldspate und über das Verhalten des Mikroklins bei hohen Temperaturen. Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. Bd. 38 (1925) S. 229.

34. Analytisch-synthetische Untersuchungen am Rotzinkerz. Z. anorg. Chemie, 148 (1925) 332.

1926 35. Zur Ermittlung des Chroms in Chromeisenstein. Z. f. angew. Chemie, 1926, S. 279.

36. Bemerkung zur Ferroeisenbestimmung. Z. f. anorg. u. all. Chemie, Bd. 157—159. 1926, S. 264.

37. Analysenmethoden der Manganoxyde. Handbuch der Mineralchemie, Bd. III/2, 1926.

38. Kobalt und Nickel. Die Verbreitung der Elemente Kobalt und Nickel in der Erde. Handbuch der Mineralchemie, Bd. III/2, 1926.

39. Analysenmethoden der Fahlerze. Handbuch der Mineralchemie. Bd. IV/1, 1926.

1927 40. *Gemeinsam mit A. Köhler:* Mineralogisch-petrographische Mitteilungen vom Pico de Teyde. Zentralbl. f. Mineralogie, A. 134. Jahrg. 1927, S. 134.

1928 41. Eine Geologenfahrt auf den Pic von Teneriffa. Vorträge des Vereines zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse in Wien, 68, Jahrg. 1928.

42. Diffusion in Schichtkristallen. Z. anorg. Chemie, Bd. 168, 1928, S. 309.

43. *Gemeinsam mit J. E. Hibsch:* Über basaltische Zersetzungsprodukte und die Bildung von Quarzit. Mineralog. u. Petr. Mitt. Bd. 39, Heft 1, 1928, S. 45.

1929 44. Die Elemente Chlor, Brom, Jod und Fluor. Analysenmethoden der Halogenide. Handbuch der Mineralchemie, Bd. IV/2, 1929.

45. Zur Frage der Oxydationsstufe des Titans in den Silikaten. Sitz.-Ber. Akad. d. Wissensch. Wien. Math. naturw. Kl. I. 138 (1929) 1930.

46. Neue Beryllaufschlüsse in der Masulschlucht, Südtirol. Mineralog. u. Petr. Mitt., Bd. 40 (1929) 188.

47 a. Das Vorkommen des Chroms in der Natur. Handbuch der Mineralchemie, Bd. IV/2, 1929.

47 b. Zur Analyse chromhaltiger Silikate. Tschermaks Min. u. Petr. Mitt. 40 (1930) 189.

1930 48. Die Bauxitlagerstätte von Gant in Westungarn. Berg- und Hüttenmännisches Jahrb. Bd. 78, Heft 2, 1930.

49. *Gemeinsam mit H. Lasch:* Synthetische Untersuchungen über die Mischkristallbildung des Barium- und Strontiumfeldspates mit Orthoklas. Sitz.-Ber. Akad. d. Wissensch. Math. naturw. Kl. I.

1931 50. *Gemeinsam mit H. Lasch:* Neue synthetische Untersuchungen in der Feldspatgruppe. Sitz.-Ber. Akad. d. Wissensch. in Wien Math. naturw. Kl. I, 140. Bd. (1931).

51. *Gemeinsam mit H. Hueber:* Über eine neue Methode zur Bestimmung kleiner und kleinster Wasser- und Kohlensäuremengen in Silikaten. I. Teil. Z. f. anorg. u. allg. Chemie, Bd. 195 (1931), Heft 1, S. 41 und II. Teil. Ebenda. Bd. 199 (1931), Heft 1—2, S. 17.

52. *Gemeinsam mit F. Kirnbauer:* Über das neue Beryllvorkommen von Teregova in Rumänien. Z. f. prakt. Geol. 39 (1931), Heft 4, S. 49—64.

53. Mottramit aus Bolivien. Tschermaks Min. u. Petr. Mitt. XLV, 173 (1931).

1932 54. *Gemeinsam mit R. Koechlin:* Über Glaukokerinit, ein neues Mineral von Laurion. Zentralbl. f. Min. Abt. A. 1932, Nr. 1, S. 13.

55. *Gemeinsam mit H. Hueber:* Über den Chemismus der Mineralien von den Totenköpfen im Stubachtal. XLVI. Bd. der Annalen des Naturhist. Museums in Wien, 1931 (erschienen 1932).

56. Chemisch-genetische Probleme der Ton- und Kaolinforschung. Tonindustrie-Zeitung, Berlin NW 21, 1932, Nr. 67, 71, 75.

1933 57. Zur Frage der Kaolinbildung. Z. f. anorg. u. allg. Chemie, Bd. 211. Heft 1—2, Jahrg. 1933.

58. *Gemeinsam mit F. Kirnbauer:* Das Bentonitvorkommen von Tomesti in Rumänien. Z. f. prakt. Geologie, 41 (1933) Heft 8, S. 121.

59. *Gemeinsam mit O. Kühn:* Die Genesis der Sanntaler Bauxite (Jugoslawien). Chemie der Erde. Bd. VIII, 1933, S. 462.

60. *Gemeinsam mit J. Schadler:* Der Meteorstein von Prambachkirchen (Oberösterreich). Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wissensch. Wien. Math. naturw. Kl. I. 142, 5. u. 6. Heft, (1933).

61. Beitrag zur chemischen Systematik der Tektite. Zentralbl. f. Mineralogie, A. 1933, p. 214.

62. *Gemeinsam mit A. Köhler:* Gesteinsanalytisches Praktikum. Verlag Walter de Gruyter, Berlin, 1933.

63. *Gemeinsam mit A. Köhler:* Über Mischkristallbildung im ternären System: Anorthit-Albit-Carnegiit. Tschermaks Min. u. Petr. Mitt. 43 (1933), S. 352.

1934 64. Über den Chemismus des Steinmeteoriten von Lanzenkirchen in Niederösterreich. Chemie d. Erde, Bd. IX (1935), S. 126.

1935 65. *Gemeinsam mit R. Dworzak:* Der Säuerling von Oberschützen im Burgenland. Chemie d. Erde, 9 (1935), S. 269.

1936 66. *Gemeinsam mit R. Reissner:* Zur Mikroanalyse des Diamanten. Zentralbl. f. Min. Abt. A. 1936, Nr. 4, S. 97.

67. *Gemeinsam mit O. Kühn:* Über den Bauxit von Dreistätten in Niederösterreich. Verhandl. d. Geol. Bund.-Anst. 1936, Nr. 12, S. 223.

1937 68. *Gemeinsam mit A. Hofmann:* Mischkristalle $Mg_2Si_2O_6$—$LiAlSi_2O_6$. Chemie d. Erde. XIII., 1937, S. 256.

1937 69. *Gemeinsam mit F. Kirnbauer.* Die Kaolinlagerstätte von Torniella (Italien). Z. f. prakt. Geologie, 1937, S. 117.

1938 70. *Gemeinsam mit A. Köhler:* Neue Beiträge zur Cordieritsynthese. Zentralbl. f. Mineralogie A. 1938, S. 149.

71. *Gemeinsam mit E. Abrahamczik:* Über die mineralischen Absätze der Gasteiner Thermen. Zentralbl. f. Mineralogie A., 1938, S. 201.

1941 72. Salit von Kottes. Berichte der Reichsstelle für Bodenforsch. Wien, 1941, S. 61.

1942 73. Die chemische Zusammensetzung des Fahlerzes aus der Veitsch. Zentralbl. f. Mineral. A. 1942, S. 182.

Außerhalb der wissenschaftlichen Arbeiten:

1930 Nachruf für *C. Doelter,* Zentralbl. f. Mineralogie A. 1930, S. 476.

Aus dem Mineralogisch-geologischen Institut der Technischen Hochschule Graz.

Gibt es ein Rannachkonglomerat?

Von

A. Hauser.

Mit 5 Textabbildungen.

(Eingelangt am 4. Jänner 1948.)

Vorbemerkung.

Anläßlich von Begehungen in der Grauwackenzone in den Jahren 1935—1938 vermerkte ich auch zahlreiche Beobachtungen über das sogenannte „Rannachkonglomerat". Die nunmehr erst möglich gewordene Zusammenstellung dieser Beobachtungen drängt, der im allgemeinen über dieses Gestein bestehenden Auffassung gegenübergestellt, zu der Frage: Spricht man berechtigt vom „Rannachkonglomerat"? Mit der negativen Beantwortung erledigt sich die weitere, dahin lautende Frage, ob tatsächlich an der Basis der Rannachserie *(Schwinner,* 16, S. 220) ein eine Sedimentation einleitender Horizont grobklastischen Gesteins, eben jener des „Rannachkonglomerates", entsprechend der im Schrifttum vertretenen Meinung, vorhanden ist.

Den Namen „Rannachkonglomerat" hat 1890 erstmals *Vacek* (1, S. 18) für geröllartige Einschlüsse in Gesteinen des oberen Rannachgrabens bei Mautern gebraucht. In der Folge hat diese Erscheinung so vielfältige Beachtung gefunden, daß *W. Schmidt* (7, S. 108) vom „Rannachkonglomerat" spricht, „das in der Literatur eine so große Rolle spielt" und *R. Schwinner* (16, S. 221) das Gestein als „das vielgenannte Rannachkonglomerat" erwähnt.

Die vorliegende Besprechung stützt sich wesentlich auf Beobachtungen im oberen Liesingtal, also in jenem Gebiet, von dem der vielgebrauchte Lokalname den Ausgang genommen hat. Ist in diesem Gebiet festgestellt, daß der Name auf irrtümlicher Deutung einer Erscheinung basiert, so ergibt sich als selbstverständliche Folge die Unrichtigkeit des mannigfachen Bezuges im Schrifttum auf die Verhältnisse in diesem Raum. Daß ich den Beobachtungen im Einzugsgebiet des Hagenbachgrabens gegenüber jenen im benachbarten Rannachgraben den Vorzug gebe, hängt damit zusammen, daß im ersteren wesentlich bessere Aufschlüsse bestehen. *W. Schmidt* (7, S. 107) hat bereits auf das aufschlußreiche Profil

Hochreichart—Feistererhorn hingewiesen, anderseits *Heritsch* gelegentlich die schlechten Aufschlüsse im Rannachgraben erwähnt.

Das das „Rannachkonglomerat" berührende Schrifttum ist umfangreich. Die Umdeutung einer Erscheinung kann an den verschiedenen Darstellungen und deren Argumentation nicht vorbeigehen, zumal deren Anführung mannigfache, bisher bestehende Unklarheiten aufzudecken vermag. Mit Rücksicht auf erstere Feststellung besteht jedoch nur die Möglichkeit der schlagwortartigen Herausstellung maßgeblicher Momente. Die beabsichtigte Beigabe zahlreicherer Lichtbilder muß ob der gegenwärtigen Druckschwierigkeiten beschränkt werden.

1. Die Verbreitung des „Rannachkonglomerates".

Das Schrifttum führt aus:

Vom Rannachgraben aus kann man die Konglomeratbildung einerseits durch den obersten Rabengraben und Hagenbachgraben bis in die oberen Liesingtäler verfolgen, anderseits am Nordabhange des Klagkogel, Hennerkogel und Kraubathek bis in die Gegend von Kaisersberg nachweisen. Weiter östlich jenseits der Mur am Nordabhange der Hochalpe scheinen die groben Konglomerate zu fehlen (1, S. 18).

Typische Rannachkonglomerate im Rannachgraben, Hagenbachgraben, Geyerkogelgraben bei Hohentauern und an anderen Stellen (8, S. 168).

So grobe Konglomerate, wie im Rannachgraben, scheinen nur in beschränkter Verbreitung zum Absatz gekommen zu sein; wohl vereinzelte „Wildbachschuttkegel" (11, S. 7).

Die groben Konglomerate der Rannachserie haben ziemlich beschränkte Verbreitung; sie scheinen nicht einmal bis in das Murtal hinauszugehen (16, S. 222).

Die bekannten Typen des Rannachkonglomerates und des Plattelquarzites streichen an der Basis der Grauwackenzone durch das ganze besprochene Gebiet. Während der Plattelquarzit im Gebiet des Rannachgrabens in seinem Liegenden noch mächtige Mengen von Rannachkonglomerat und zum Teil auch „Quarzphyllit" hat, bildet er im Murtal größtenteils das unmittelbar Hangende zur Seckauermasse. Nur örtlich stellen sich auch räumlich begrenzte Vorkommen von Rannachkonglomerat ein, deren Mächtigkeit wesentlich geringer ist als im Westen (25, S. 319).

Jedenfalls steht fest, daß dem „Rannachkonglomerat" innerhalb der Ostalpen, ja selbst innerhalb der steirischen Grauwackenzone nur recht lokale Verbreitung zugesprochen worden ist.

Wie steht es nun um die schärfere Abgrenzung der Verbreitung bei gleichzeitiger Berücksichtigung des Umstandes, daß ein Konglomerat ein Gestein darstellt, das bezüglich seiner Abgrenzung verhältnismäßig geringere Schwierigkeiten bereitet, da sein Habitus abgesehen von hochmetamorphen Formen einerseits so kennzeichnend ist, daß die Auseinanderhaltung von anderen Gesteinen zu-

mindest in der Hauptmasse kaum Zweifel läßt und anderseits bei lückenlosen Übergängen zu mittel- und feinklastischen Bildungen mittels der Korngröße klare Verhältnisse geschaffen werden können?

Im geologischen Kartenblatt „Bruck a. d. Mur—Leoben" hat *Stiny* das „Rannachkonglomerat" als absätzigen Horizont in der Quarzitschiefergruppe vom Rannachgraben im Westen bis zur Mur südlich Bruck im Osten eingetragen. Von *Metz* liegen Detailaufnahmen von Leoben bis Mautern und von Mautern bis Trieben vor. Vom oberen Liesingtal sind überdies Kartenausschnitte von *Hammer* und *Böcher* vorhanden. Aus den Karten von *Stiny* und *Metz* ist zu ersehen, daß z. B. *Stiny* am Aichberg bei St. Michael keine, dagegen *Metz* „Rannachkonglomerate" verzeichnet, ferner nordwestlich vom Kraubatheck nach *Stiny* die dort von *Metz* eingetragenen „Rannachkonglomerate" fehlen.

Jedenfalls läßt bereits dieser Sachverhalt vermuten, daß offensichtlich bei der Kartierung des „Rannachkonglomerates" die Verhältnisse nicht so einfach liegen, wie es üblicherweise bei mindermetamorphen Konglomeraten der Fall zu sein pflegt. Die Verhältnisse im aufschlußreichen Gelände des obersten Hagenbachgrabens belehren, daß Aufschlußarmut für abweichende Abgrenzungen nicht die Ursache sein kann. Ebensowenig entspringen die Unstimmigkeiten Beobachtungsungenauigkeiten. Sie sind vielmehr darauf zurückzuführen, daß das Bild des „Rannachkonglomerates" von dem gewohnten eines Konglomerates abweicht. Die Unsicherheit ist nicht in erster Linie durch die in der Literatur beschriebenen, in der geschilderten Form tatsächlich nicht existierenden Übergänge bedingt, sondern vielmehr in der losen Geröllstreuung, die jeweils die subjektive Entscheidung forderte, ob man von einem Konglomerat sprechen soll oder nicht.

2. Die Mächtigkeit des „Rannachkonglomerates".

Noch auffälliger zeigt sich die Unsicherheit bei der Abgrenzung der Mächtigkeit der Schichten mit grobklastischer Einstreuung. In der umfangreichen, das „Rannachkonglomerat" berührenden Literatur ist über Mächtigkeitsangaben so gut wie nichts gesagt. So heißt es:

Die groben Konglomerate können stellenweise eine überraschende Mächtigkeit annehmen (16, S. 220).

Nur eine verhältnismäßig dünne Decke (19, S. 3).

Im Gebiet des Rannachgrabens mächtige Mengen von Rannachkonglomerat (25, S. 319).

Seine Mächtigkeit schwankt ebenso wie die Geröllgröße und die Dichte der Geröllpackung (27, S. 165).

Außer widersprechenden Angaben über die Mächtigkeit erfährt man aus diesen Bemerkungen, daß das Konglomerat in verschiedener Richtung Schwankungen unterworfen ist.

Besser als Worte zeigt die unterschiedlichen Mächtigkeitsangaben im verhältnismäßig gut aufgeschlossenen Einzugsgebiet des Hagenbachgrabens der Vergleich der Kartenausschnitte in den Arbeiten von *Hammer* (11), *Böcher* (14) und *Metz* (27).

3. Die stratigraphische Stellung des „Rannachkonglomerates".

Die Natur der Rannachserie haben in gegensätzlichen Auffassungen im besonderen *W. Schmidt* und *W. Hammer* erörtert. *W. Schmidt* deutet die Rannachserie als phyllonitisiertes Seckauerkristallin. *Hammer* faßt sie dagegen als eine grobklastisch einsetzende (Rannachkonglomerat) und feinklastisch abschließende (Phyllit) Sedimentserie auf. In der Stellungnahme zu diesen Auffassungen spielt die Existenz des angeblichen Konglomerathorizontes („Rannachkonglomerat") in den Basislagen der Rannachserie eine entscheidende Rolle. *Hammer* versuchte eine basale, grobe Trümmergesteinsfolge in teilweiser Übereinstimmung mit *Vacek* mit dem unterlagernden Seckauerkristallin als Abtragungsraum in Beziehung zu setzen. *Schmidt* mußte im Verfolg seiner Ansicht einen derartigen grobklastischen Horizont ablehnen. Ein Überblick über die zu dieser Frage niedergelegten Ansichten läßt erkennen, daß die Auffassung *Hammers* allgemeinere Zustimmung fand.

Das Rannachkonglomerat bildet die regelmäßige, stratigraphische Basis, das einleitende Grundglied schieferiger Gneisgesteine; das basale Grundglied der Quarzphyllitserie; eine scharfe Grenzmarke gegen die Urgneise (1, S. 18).

Die Grauwackenschieferserie wird an der Basis vom Rannachkonglomerat eingeleitet. Trennender Horizont der halbkristallinen Schiefer in den Seckauer Tauern von Gneisen und den übrigen alten, kristallinen Schiefern (2, S. 35 und S. 49).

Auf Gneisen das Karbon einleitend (6, S. 250).

Auf die Gneise der Rottenmanner und Seckauer Tauern legen sich die Grauwackenschiefer; an der Basis liegt eine konglomeratische, aber noch stark durchbewegte, geschieferte Bildung, das sogenannte Rannachkonglomerat (8, S. 168).

An der Basis der Phyllite als Grundkonglomerat; durchwegs deutliche Grenze gegen den Seckauer Granitgneis; Schuttkegel von Wildbächen (11, S. 4 und S. 7).

Sedimentserie über den Orthogesteinen mit dem liegendsten, dem Rannachkonglomerat. Aufeinanderfolge: Gneis — Liegendkonglomerat — Quarzit — Arkose — Phyllit — Marmor. Rannachkonglomerat auch am Seitnerberg (14, S. 143).

Der Südrand der Grauwackenzone klebt auf dem größten Teil seiner Erstreckung mit ursprünglichem Transgressionsverband, den eine spätere Durchbewegung nicht völlig zu verwischen vermocht hat, auf dem Grundgebirge des südlichen Rahmens. Das Vorkommen des Rannachkonglomerates ist ganz eigen-

artig, nicht etwa flächenhaft, wie sie eine Schicht mit tektonischen Geröllen doch haben müßte, sondern ziemlich unregelmäßig an- und abschwellende Geröllanhäufungen in einem Quarzphyllitsystem, vereinzelte „Wildbachschuttkegel". Rannachkonglomerat grobklastische, basale Bildung (16, S. 219, S. 220 und S. 221).

Der Rannachkonglomeratzug ist der allerdings nicht mehr überall vorliegende, liegendste Horizont der Grauwackenzone, der die Nordgrenze des Granitmassivs bildet (18, S. 1).

Die Bezeichnung Rannachserie habe ich für eine Serie aufgestellt, deren Hauptgestein der sogenannte Quarzphyllit ist, unter der Voraussetzung, daß das Rannachkonglomerat zu diesem als Rand- und Grundbildung gehört (23, S. 121).

Im allgemeinen ein grobbankiges (wohl grobblockiges? Der Verf.) Gestein, das meist in unmittelbarer Nähe des Granitgneises dünnschiefrig, feinkörnig (Ein Konglomerat? Der Verf.) ist (19, S. 2).

Bisher haben alle Geologen (*Schmidt?* Der Verf.) das Rannachkonglomerat als eine Art Grundkonglomerat des Quarzphillites angesehen (23, S. 122).

In der Hauptmasse das liegendste Glied der Rannachserie (26, S. 166).

Das Rannachkonglomerat nimmt wie im Osten zumeist die tiefsten Lagen des Schichtkomplexes ein (27, S. 165).

Dagegen Schmidt:

Phyllonitisierte Randzone der Grobgneise (7, S. 108).

Diese Darstellungen werden Stellungnahme vor allem in zweifacher Hinsicht fordern:

a) Kann tatsächlich von einem mehr oder weniger geschlossenen grobklastischen Horizont gesprochen werden?

b) Tritt die grobklastische Bildung an der Basis der Rannachserie auf?

Der späteren ausführlichen Stellungnahme vorgreifend, wird bemerkt:

Zu a) Diese Ansicht erscheint vor allem in den neueren, mit geologischen Aufnahmen verbundenen Arbeiten nicht mehr allseits bestätigt, der Existenz eines geschlossenen Zuges ist auch durch die Annahme von Wildbachschuttkegeln widersprochen.

Zu b) Ein basales Auftreten des angeblichen Konglomerates erscheint auch in neueren Arbeiten angenommen. Ein Vorkommen am Seitnerberg und die „Feinkörnigkeit" in der Nähe des Granitgneises deuten an, daß zumindest stellenweise auch anders geartete Verhältnisse bestehen.

Schmidt tritt schließlich der Richtigkeit der unter a) und b) angeführten Ansicht entgegen.

Über die petrologischen Beziehungen des angeblichen Grundkonglomerates („Rannachkonglomerat") zur übrigen Gesteingesellschaft der Rannachserie finden sich im Schrifttum folgende Angaben:

Übergänge vom Konglomerat zu Serizitquarzit (2, S. 36).

Durch die Verfeinerung des Kornes Übergänge in der Sedimentationsfolge von den grobklastischen Bildungen über quarzitische Gesteine (Flaserquarzite) in die Phyllite (11, S. 4).

Lückenlose Übergänge vom gröbsten Rannachkonglomerat (Quarzgerölle bis 1 m und darüber) bis zu den feinsten Phylliten (14, S. 143).

Die grobklastischen Ablagerungen der Rannachserie gehen einerseits in gewöhnliche Quarzphyllite über, gelegentlich aber auch in feinkörnige Glimmerquarzite (16, S. 222).

Dort, wo das Rannachkonglomerat und der Plattelquarzit übereinander liegen, sind Übergänge beider Gesteine zu beobachten, so daß die beiden Gesteine für primär miteinander verbunden gelten müssen (25, S. 319).

Trotzdem erscheint bei übersichtsweiser Betrachtung der von *Hammer* betonte Eindruck einer nach oben abnehmenden Grobheit der grobklastischen Bestandteile voll gewahrt (27, S. 198).

Für die spätere Betrachtung ist vor allem der von verschiedener Seite angenommene Übergang vom Konglomerat zum Quarzit festzuhalten. Der uneingeschränkten Darstellung, die den Anschein erweckt, daß in der Rannachserie ein quarzitisches Stockwerk nach oben in ein phyllitisches übergeht, ist zu widersprechen. In den tiefsten Lagen der Rannachserie ist die Einschaltung phyllitischer Gesteine in gleicher Weise wie die Einschaltung quarzitischer in den höchsten Teilen zu beobachten. Man kann höchstens davon sprechen, daß im unteren Abschnitt quarzitische und im oberen phyllitische Gesteine überwiegen.

4. Herkunft, Natur, Form und Größe der Gerölle.

Wenn auch nicht immer deutlich ausgesprochen, ist doch erkennbar, daß im allgemeinen im „Rannachkonglomerat" die Häufung von Geröllen aus der Abtragung des unmittelbar unterlagernden Altlandes angenommen wird. Lediglich *Schwinner* schränkt seine Auffassung in der Form ein (16, S. 222): „Wenn man das Rannachkonglomerat als Grundkonglomerat auffassen will, so kann sich dies nicht auf die Gerölle beziehen, wohl aber mag die Grundmasse der liegendsten Schichten größtenteils aus dem aufgearbeiteten, unmittelbaren Untergrund entstanden sein [1]."

[1] In diesem Zusammenhang fällt auf, daß von keiner Seite bisher darauf hingewiesen wurde, daß innerhalb des Verbreitungsgebietes das „Rannachkonglomerat" von gleichbleibender Beschaffenheit angenommen wird, während gleiche Einheitlichkeit vom angeblich gerölliefernden Altland wohl nicht behauptet werden kann. Wäre es nicht naheliegend, diese Unstimmigkeiten für die schwankende Mächtigkeit des Konglomerates verantwortlich zu machen?

Die Annahme räumlich verschiedener Herkunft für primär in einem Sediment verbundene Komponenten befriedigt kaum, abgesehen, daß damit ausgesprochen ist, daß der feine Bestand aus der Nähe und der grobe aus der Ferne stammt. *Schwinner* selbst scheint dieser Deutung zu widersprechen, wenn er an anderer Stelle (16, S. 221) bemerkt: „Quarzgerölle, als große Seltenheit Granit und Gneis, welche verschiedenen Gesteinsarten der Seckauer Granitmasse entsprechen."

Für die Herkunft der Gerölle aus dem Seckauerkristallin wurde seinerzeit der angebliche Fund von Geröllen dieses Kristallins im „Konglomerat" durch *Vacek* als entscheidend angesehen. Mit diesem Fund hielt man überdies einen wichtigen Anhaltspunkt in der Altersfrage des „Rannachkonglomerates" gegeben (2, S. 41). Mit der Überprüfung dieses Fundes haben sich ob dessen Bedeutung eine Reihe von Geologen beschäftigt. Sie berichten:

Kantengerundete Quarz- und Gneisgerölle, letztere von der Natur der Gneise der Rottenmanner Tauern (eine wahre Musterkarte von Gneisvarietäten); Gneisgerölle keine Seltenheit. Konglomerate echter Gerölle aus der Gneismasse des alten Kernes (1, S. 18).

Quarzgerölle, Granitgerölle aus dem Granitmassiv der Rottenmanner und Seckauer Tauern, die ich jedoch selbst nicht fand. Echtes Konglomerat (2, S. 27 und S. 49).

Quarzgerölle, trotz längerer Suche habe ich keine Gneisgerölle gefunden; die angeblichen Gneisgerölle wahrscheinlich eine Verwechslung mit feldspatführenden Quarzphylliten und Quarziten. Angeblich Quarzrollstücke, eher zerwalzte Quarzgänge (7, S. 108).

Quarzgerölle, keine Granit- und Gneisgerölle (11, S. 4).

Die Quarze, sowohl im Konglomerat, als auch im Marmor stammen zweifellos aus dem Reichartgneis. Sie haben in allen drei Gesteinen dieselben Eisenglanzkristalle. Sie sind auch im Gneis bereits in Linsen zerlegt (14, S. 145).

Quarzgerölle, als große Seltenheit Granit und Gneis, welche verschiedenen Gesteinsarten der Seckauer Granitmasse entsprechen (16, S. 221).

Grobe Konglomerate, welche hier auch wieder Granit- und Gneisgerölle enthalten, genau wie im Rannachgraben (20, S. 77).

Einige genauere Beobachtungen zeigten überdies, daß nicht alles, was beim ersten Anblick als Gerölle scheinen will, auch genetisch als ein solches zu deuten ist. Nicht selten läßt sich der Nachweis erbringen, daß die geröllartig aussehenden Quarzlinsen auf zerrissene und abgequetschte Quarzgänge zurückzuführen sind (27, S. 165).

Die Existenz von aus dem Seckauerkristallin stammenden Gneisgeröllen im „Rannachkonglomerat" ist demnach in der Folge wiederholt bezweifelt worden, bzw. es konnte der beschriebene Fund *Vaceks* nicht bestätigt werden. Die Zweifel sind um so be-

rechtigter, als *Vacek* betont, daß die Gneisgerölle keine Seltenheit sind, also demnach bei späteren Suchen mit um so größerer Aussicht wieder gefunden hätten werden müssen. *Metz* berichtet, daß er Gelegenheit hatte die Belegstücke *Vaceks* zu besichtigen und dabei feststellen konnte, daß es sich um Gerölle von Quarzit und feinkörnigem Aplit (nicht vielleicht doch feldspatführendem Quarzit? Der Verf.) handelt; eine Auffassung, die sich jener *Schmidts* nähert. Einen besonderen, geröllartigen „Fetzen" deutet *Metz* als Abkömmling eines grauen, schieferigen Sandsteines. Ich möchte einen phyllitischen Scherkörper aus der Rannachserie selbst vermuten.

Bei meinen zahlreichen Begehungen in allen Teilen der Rannachserie habe ich jedenfalls trotz aller Achtsamkeit kein aus dem Sekkauerkristallin stammendes Gneisgeröll gefunden. Einigermaßen ähnliches konnte unschwer immer wieder als tektonisches Geröll aus dem Bestand der Rannachserie erkannt werden.

So darf man wohl sagen, daß es heute allgemeinerer Überzeugung entspricht, daß *Vaceks* Angabe auf einer Verwechslung oder einem Irrtum beruht.

Bemerkenswert ist die Beobachtung *Böchers,* daß völlig gleiche Gerölle sowohl im Marmor als auch im Kristallin und schließlich im Quarzit zu treffen sind. Das Ergebnis stimmt mit meinen Feststellungen überein und wäre noch dahin zu ergänzen, daß die gleichen Gerölle auch im Phyllit auftreten, wie übrigens *Böcher* jedoch an anderer Stelle ebenfalls vermerkt. Die Identität der Gerölle wird u. a. im besonderen durch das gleichgeartete Auftreten von Ilmenit (*Böchers* Eisenglanz) in den Geröllen aller Gesteine der Rannachserie unterstrichen.

Hinsichtlich Form und Größe der Gerölle liegen folgende Angaben vor:

Putzen und Knollen, mannigfache Geröllformen (1, S. 17).

Walzen bis $0{,}8 \times 4$ cm. Die Streckung der Gerölle liegt in der Schieferebene (2, S. 50).

Quarzknauern. Querbruch nett gerundet. Längsbruch unangenehm langstengelige Formen. Die Quarze sind durch Kaltreckung auf das äußerste deformiert, während die Feldspate kaum Anzeichen einer Deformation zeigen. Die Deformation der Quarzphyllite erfolgte mit dem Rannachkonglomerat unter fast bruchloser mechanischer Auswalzung der Quarze; bei gewissen Gliedern geht dies außerordentlich weit; beim sogenannten Plattelquarzit bis auf das 30fache des Querdurchmessers. Der Feldspat lehnte aber die Deformation weitgehend ab (7, S. 102 und S. 108).

Wohlgerundete, größtenteils stark ausgewalzte Quarzgerölle bis 10 cm lang und mehreren Zentimetern Dicke (11, S. 4).

Quarze in den Marmoren bis zu 40 cm im Querbruch. Quarzknödel bis $^3/_4$ m in den Phylliten[1]. Die Größe der Quarzeinstreuungen bleibt auf kleinen Strecken immer ziemlich gleich. Dann folgt wieder ein feiner[2] Serizitquarzit. Man hat oft das Bild einer typischen Flußablagerung vor sich[3] (14, S. 145).

Wohlgerundete Gerölle, meistens um den Zentimeter herum. Größere sind vereinzelt. Restschotter. Die Gerölle sind ausgewalzt worden, eine auffällige Erscheinung, die viel diskutiert worden und in ähnlichen Gesteinen auch sonst recht häufig zu finden ist (16, S. 222).

Die Größe der Gerölle schwankt von Lage zu Lage (27, S. 165). Aus diesen spärlichen Angaben ergibt sich immerhin, daß nach allgemeinerer Annahme keine typischen Formen fluviatiler Gerölle vorliegen, sondern zumindest sekundär tektonisch deformierte Gebilde. Die dürftigen Größenangaben hängen wohl mit der beachtlichen Streuung zusammen, die die Geröllgröße aufweist.

5. Andere Bemerkungen über das „Rannachkonglomerat".

An anderen Bemerkungen finden sich über das „Rannachkonglomerat" noch solche, die über die Natur des Gesteins („Muttergesteins") sprechen, in dem die Gerölle eingebettet liegen, ferner Angaben über die Geröllldichte, -anordnung usw.

Weißer, grober Flasergneis (1, S. 17).

Serizitreiches Gestein, metamorphes Konglomerat mit schieferigem Bindemittel. Serizitschiefer mit Übergängen zu Serizitquarzit (2, S. 50).

Serizitquarzit, Quarzphyllit (= phyllonitisierte Grobgneise) (7, S. 108).

Bindemasse aus Quarz, Feldspat und Glimmer (11, S. 4).

Phyllite und auch Marmore (14, S. 145).

U. a. auch der Seitnerberg Marmor (16, S. 220).

Flaserige Serizit-Quarzitmasse (27, S. 165).

Die Gerölle (oder mit anderen Worten die Konglomerate) werden demnach in der Rannachserie sowohl im Quarzit als auch im Phyllit und Marmor beschrieben. Anderseits steht fest, daß in den tieferen Zonen der Rannachserie Quarzite herrschen. Unbekümmert um diese Feststellungen wird vom basalen Geröllhorizont gesprochen; kurz, man darf fast sagen ein Wirrwarr von Widersprüchen.

An anderen Bemerkungen führt das Schrifttum an:

Die Gerölle berühren sich nicht (2, S. 50).

Fast nirgends eine geschlossene Schotterpackung, sondern lockere Einstreuung, oft fast vereinzelte Gerölle in feinklastischer Grundmasse[4]. Die Gesamt-

---

[1] und [2] Wo bleibt der in dieser Arbeit an anderer Stelle beschriebene, lückenlose Übergang zwischen den Gesteinen?

[3] Aber doch nicht einer Wildbachablagerung, wie in der gleichen Arbeit behauptet wird.

[4] Auch diese Bemerkung steht mit dem in der gleichen Arbeit beschriebenen Übergang nicht so ganz im Einklang.

masse dieser Quarzgerölle ist verhältnismäßig gering. Es ist ja auch im tieferen Kristallin Quarz in größerer Menge nicht häufig. Der eigentliche Seckauergneis kommt als Lieferant wenig in Betracht (16, S. 221).

Die Dichte der Geröllpackung schwankt. Neben sehr lose verstreuten Geröllquarzen gibt es schöne, in Lagen geordnete Packungen (27, S. 165).

Diese Angaben allein berechtigen, abgesehen von der Natur der geröllartigen Trümmer, grundsätzlich zur Frage, ob es angängig ist, ein Gestein, das nur verzettelte, grobklastische Einstreuung aufweist, als Konglomerat zu bezeichnen. Derartiger und ähnlicher Gepflogenheit verdankt die Gesteinskunde bereits zahlreiche, belastende und nicht selten verwirrende Namen. Es besteht zwar für das Mengenverhältnis Geröll—Bindemittel in einem Konglomerat keine Norm, aber im allgemeinen versteht man unter Konglomerat doch etwas anderes als durch „Geröllführendes Muttergestein" zum Ausdruck gebracht erscheint. Übrigens fand bisher der Widerspruch zu wenig Beachtung, wenn einerseits von lückenlosen Übergang zwischen Konglomerat-Quarzit-Phyllit gesprochen und anderseits das Konglomerat als Quarzit bzw. Phyllit (Muttergestein) mit Geröllstreuung beschrieben wird.

Zwecks völliger Eindeutigkeit ist der Hinweis nötig, daß unter dem „Rannachkonglomerat" nur grobklastische Gerölle führende Gesteine verstanden werden. Die Größe der Gerölle steht in diesen Gesteinen in unverkennbarem Gegensatz zu dem als Muttergestein bezeichneten Gesteinsgewebe.

Ohne diese Feststellung läuft man Gefahr, daß auf Grund folgender Umstände an den tatsächlichen Verhältnissen vorbeigesprochen wird: Die Rannachserie setzt sich aus Gesteinen klastischer Natur zusammen. Selbstverständlich ist nicht in allen Gliedern dieser Serie, so speziell in den Quarziten, strengste Kornegalisierung verwirklicht. Dann und wann ist, und dafür bedarf es keiner besonderen Erklärung, auch ein etwas gröberes Quarzkorn [1] zwischengestreut. Dessen Größe hält sich jedoch meist in solchen Grenzen, daß es sich nicht oder kaum als bezeichnungsnotwendige Einlagerung vom Grundgewebe abhebt. Es ist üblich derartige Gesteine der Quarzitgruppe der Rannachserie zuzurechnen. Würden Gesteine dieser Tracht zum „Rannachkonglomerat" gestellt, dann würde das „Rannachkonglomerat" eine wesentlich über die bisher angenommene Ausdehnung hinausgehende Verbreitung erhalten. Den tatsächlichen

[1] Es scheint mir übrigens, daß man die Quarzgerölle der „Rannachkonglomerate" von diesen bereits im äußeren Bild vielleicht auseinanderhalten wird können. Ich habe leider dieser Frage seinerzeit bei der Begehung zu wenig Beachtung geschenkt.

Verhältnissen wäre keinesfalls mehr Rechnung getragen. *Hammers* Darstellung (11, Abb. 1) befriedigt aus diesen Gründen nicht völlig. Eine gewisse Verschwommenheit gegenüber dem wirklichen Bild erscheint in erster Linie dadurch gegeben, daß das Kartenbild den Versuch erkennen läßt, den angenommenen, tatsächlich in der vertretenen Form nicht existierenden Übergang von grob- zu feinklastisch zur Abbildung zu bringen. Aus dem gleichen Grund ist der Beschreibung (16, S. 221) nicht zuzustimmen: „Die Gerölle sind meistens nicht sehr groß, etwa um den Zentimeter herum." Gesteine dieses Bildes sind in der Quarzitgruppe zahlreich, entsprechen aber nicht dem, was üblicherweise unter „Rannachkonglomerat" verstanden wird.

Mit diesen Ausführungen dürften die wesentlichsten Momente aus dem bisherigen Kenntnisstand der „Rannachkonglomerate" hervorgehoben sein.

Damit kann ich zur Darstellung der eigenen Beobachtungen und zu deren Gegenüberstellung zu den bisherigen Auffassungen übergehen.

6. Das „Rannachkonglomerat" basales Grundkonglomerat der Rannachserie?

Es wurde die von verschiedener Seite vertretene Ansicht aufgezeigt, die das „Rannachkonglomerat" als das einleitende, basale Schichtglied (Grundkonglomerat) einer Sedimentationsfolge (Rannachserie) auffassen will. Den dieser Ansicht bereits entgegengestellten Bemerkungen ist noch zuzufügen:

Die genannte Auffassung wird einmal bereits durch das Auftreten gleichgearteter, grobklastischer Einstreuung in höheren und höchsten Horizonten der Rannachserie widerlegt. Wer die Art dieser Einlagerungen kennt, wird kaum in Versuch kommen, die Deutung in rhythmischer Sedimentation suchen zu wollen. Als Zeugnis für das Auftreten in höheren Etagen brauche ich vorerst gar nicht auf die eigenen Beobachtungen zu verweisen, sondern kann z. B. *Schwinner* anführen: „So fand ich am Kamm westlich des Hagenbachgrabens auf dem Köpfl unmittelbar N von Kote 1480 (Sp.-K.) einen Klotz Rannachkonglomerat flachgelagert". Noch nördlicher dieser Stelle erwähnt *Böcher* (14, S. 146) die Gerölleinstreuung von der Art wie im „Rannachkonglomerat" u. a. auch im Marmor am Seitnerberg. Ferner ergibt sich das Auftreten von „Rannachkonglomerat" in höherer Position aus der Abbildung *Hammers* (11, Abb. 1). Des weiteren spricht *Stiny* von Konglomerateinlagerungen

in der Quarzitschiefergruppe und nimmt offensichtlich von der Annahme einer basalen Bildung Abstand.

Ich habe seinerzeit in Zusammenhang mit der in Erörterung stehenden Frage das Profil des Seitnerberg Osthanges begangen. Aus den am Hang verstreuten Felsaufschlüssen fand ich die Gesteinsfolge:

Bei 775 m wechsellagern durch Übergänge verbunden Serizitschiefer und Serizitquarzit. In beiden Gesteinen treten Einschaltungen von geringmächtigen Marmorbändern bzw. -linsen, sowie von Quarzgängen auf. In letzteren sind Kalkspatrhomboeder bemerkenswert. *Böcher* (14, S. 146) erwähnt Kantenlängen bis zu 10 cm. Verzettelte Einstreuung von Quarzrundlingen nach Art der Gerölle im „Rannachkonglomerat" ist festzustellen.

Bei 885 m erreicht die Einstreuung von Quarzrundlingen in den quarzitischen Gesteinen ansehnlicheres Ausmaß.

Bei 950 m ist im Quarzit eine etwa 1 m mächtige Lage eingeschaltet, die Gesteinsglieder zwischen glimmerschieferigem und gneisigem Charakter erkennen läßt. Es liegt wohl die westliche Fortsetzung des bei *Metz* (28, S. 172) und *Hammer* (11, Abb. 1) östlich des Hagenbachgrabens endenden Zuges der Frauengrabengneise vor. Ich möchte ferner meinen, daß diese Gesteine dem von *Böcher* in diesem Profil erwähnten Diaphthoritmylonit entsprechen.

Bei 970 m wechsellagern pyritführende Quarzite mit Serizitschiefern. U. a. tritt unter den eingeschalteten Marmorbändern auch eine über 2 m mächtige Bank auf (Seitnerberg Marmor *Böchers* und *Schwinners),* deren einzigartige Stellung in der Rannachserie bereits *Metz* ob der weiteren Funde von Marmorvorkommen in der Rannachserie als überholt gekennzeichnet hat. Der Gesteinstoß ist von Quarzgängen durchschwärmt, in denen zum Quarz, Chlorit und Kalkspatrhomboeder treten. Zerrung hat an verschiedenen Stellen einen Teil der Quarzgänge linsig zerlegt. Die Bruchstücke erwecken ausgesprochen geröllartigen Eindruck.

Bei 1000 m ist im Quarzit weiterhin die Zwischenschaltung von Marmorbändern festzustellen. Im Quarzit tritt ob des mengenmäßigen Anteiles stumpfweißlicher Feldspat hervor. Es ist dies eine Erscheinung, die in erster Linie in den basalen Teilen der Rannachserie betont wird.

Bei 1050 m wechsellagern Quarzit und Serizitschiefer.

Bei 1060 m ist in den Quarzgängen neben Kalkspatrhomboedern das Auftreten von Ilmenit beachtenswert.

Bei 1100 m sind im Quarzit abermals Marmorbänder zwischengeschaltet. Die Quarzgänge sind besonders zahlreich. Die Entstehung der in „s" eingeschlichteten Quarzlinsen durch die Deformation der Quarzgänge ist unverkennbar. Es liegt das „Rannachkonglomerat" normaler Ausbildung vor.

Bei 1150 m findet sich im Quarzit weiterhin die Einlagerung von „Rannachkonglomerat".

Die Schichten des Seitnerberges gehören nach allen Aufnahmen zu den höchsten Lagen der Rannachserie. Das Auftreten der dem

„Rannachkonglomerat" entsprechenden Bildung in diesem Bereich spricht wohl zur Genüge gegen die Annahme, daß das „Rannachkonglomerat" das Grundkonglomerat der Rannachserie sein soll. Man hat auch in der Sohle des Hagenbachgrabens Gelegenheit, Quarzlinsen und -flasern nach der Art des Auftretens im „Rannachkonglomerat" im Serizitphyllit in den neben dem Fahrweg anstehenden Felsen zu beobachten. Diese Vorkommen entsprechen der von *Hammer* längs dem Hagenbachgraben vorgenommenen, streifenförmigen Ausscheidung (in der gewählten Form wohl entsprechend *Hammers* Annahme der Ablagerung durch einen Wildbach.) Da sich die gleiche grobklastische Einlagerung auch am westwärts benachbarten Hang und Kamm findet, ergibt sich, daß die Ausscheidung nicht den tatsächlichen Verhältnissen entspricht.

Als Gegenstück zum Auftreten des „Rannachkonglomerates" in höheren Lagen der Rannachserie zeigt sich, daß z. B. im Profil Hochreichart—Feistererhorn, südlich vom Kleinreichart, die Quarzrundlinge an der Basis der Rannachserie, also an der Grenze gegen das Kristallin zurücktreten und im unmittelbaren Grenzbereich sogar überhaupt fehlen. Das ist also gerade in jenem Bereich, in dem ein Grundkonglomerat seine besondere Verbreitung besitzen müßte. Diese Beobachtung hat bereits *Schumann* (18, S. 2) vermerkt und spricht davon, daß in diesem Abschnitt das Konglomerat feinkörnig ist, d. h. also kein Konglomerat ist. Auch *Schmidt* spricht vom „Rannachkonglomerat", das in ziemlich hohen Teilen der Übergangsschichten im Profil Hochreichart—Feistererhorn auftritt. Gleichartige Verhältnisse habe ich am Nordhang des Speikbühels getroffen. Dasselbe Bild zeigt die Eintragung von *Metz* (28) südlich der Frauenspitze und nördlich des Grieskogels.

Auf die Unwahrscheinlichkeit des Vorliegens einer grobklastischen, mit Materialauslese verbundenen Bildung unmittelbar hangend vom Abtragungsraum (also eines verbreiteten Grundkonglomerates) hat bereits *Schwinner* (16, S. 221) hingewiesen. Im „Rannachkonglomerat" stellt Quarz den weitaus herrschenden Geröllbestand. Bei dem Fehlen eines erwähnenswerten Transportweges ist die Rundung ebensowenig wie die Auslese (Restschotter) verständlich.

Abgesehen von den eigenen Beobachtungen darf ich demnach feststellen, daß die Darstellung des sogenannten „Rannachkonglomerates" als Grundbildung einer Sedimentationsfolge bereits bisher alles eher als überzeugend war. Um einer derartigen Darstellung einigermaßen Wahrscheinlichkeit zu geben, war es nötig, jeweils über offensichtlich widersprechende Momente (wie Auftreten in

höheren Lagen, Fehlen an der unmittelbaren Basis, Deklaration als Wildbachschuttkegel usw.) hinwegzusehen.

Das verbreitete, jedoch verzettelte Auftreten der grobklastischen Bildung in der Rannachserie macht die eingangs beschriebene Unsicherheit in der Angabe der Mächtigkeit verständlich.

Für die tektonische Stellung, wie überhaupt für die Existenz des „Rannachkonglomerates" gibt der Versuch *Schwinners* (16) einer Gliederung der phyllitischen Serien der Ostalpen einen beachtenswerten Einblick. Bei der Gliederung zeigte sich, daß die Parallelisierung ähnlicher Serien besonders hinsichtlich der Rannachserie und in dieser speziell ob des grobklastischen Horizontes, dem „Rannachkonglomerat", auf Schwierigkeiten stößt. In den petrographisch und in der geologischen Stellung der Rannachserie entsprechenden, bzw. sehr ähnlichen Serien fehlt fast durchwegs ein grobklastisches Schichtglied, so daß dem „Rannachkonglomerat" bis zu einem gewissen Grad bisher innerhalb der Ostalpen eine Sonderstellung zukommt. *Schwinner* bringt diese Stellung beim Versuch der Parallelisierung wiederholt zum Ausdruck, so „. . . die wir mit der Rannachserie parallelisieren. Grobe Konglomerate sind darin nicht zu finden. Grobe Konglomerate sind hier nirgends bekannt geworden" (16, S. 236); oder (16, S. 243) „Das Hochalmmassiv zeigt große Ähnlichkeit mit dem Zillertaler und dem Seckauer. An seiner Nordfront ist ebenfalls der Zentralgneis auf weite Strecken völlig entblößt und auf ihn legt sich unmittelbar die Angertalserie, das genaue Äquivalent der Hochstegenserie (und das ist Rannachserie). Konglomerate sind allerdings nur spärlich vertreten"; oder (16, S. 346 bei Besprechung der Kitzbühler) „Die tiefste Serie ist der Quarzphillit, den gleichen Gesteinen des Palten—Liesingtales (Rannachserie) auch stratigraphisch gleichzustellen. Rannachkonglomerat scheint zu fehlen"; oder (16, S. 346) „Rannachkonglomerat ist darin nicht bekannt geworden"; ferner *Cornelius* (20) zur gleichen Frage in der Stellungnahme zur Arbeit *Schwinners:* „Von dem charakteristischen Bestand der letzteren — insbesondere den Konglomeraten — ist in jenen Gebieten nichts vorhanden."

Mit der Ablehnung des basalen, grobklastischen Horizontes fällt die von *Vacek* angenommene, „scharfe" Grenze zwischen Seckauerkristallin und Grauwackenzone. Dieser Ansicht stand übrigens bisher bereits jene *Schmidts* gegenüber, die überhaupt keine erkennbare Grenze zwischen beiden Einheiten erkennen will. *Schmidt* schreibt diesbezüglich (7, S. 107): „In den Kämmen, die von den Seckauern nach Norden ziehen, z. B. am Kamm Hochreichart—Kleinreichart—Feistererhorn sind sehr schöne Profile aufge-

schlossen. Man ist in großer Verlegenheit, wenn man hier scharf die Gneisgrenze angeben soll, wie sie auch durchwegs bei *Vacek* ein bis zwei Kilometer zu weit nördlich angegeben ist [1]. Am Steilhang des Hochreicharts haben wir Grobgneis. Wir sehen dann, wie er noch am Hang die dunklen Bestandteile verliert; statt der Massigkeit entwickelt sich eine plattige Schieferung, die mit Muskowithäuten überzogen ist und daher grün spiegelt. Der Quarzgehalt nimmt zu, immer aber noch sind Feldspate häufig, die eigenartig milchigweiße, ziemlich große, langgestreckte Körner bilden. Häufig sind Quarzknauern, das ‚Rannachkonglomerat', in ziemlich hohen Teilen der Übergangsschichten." Als Ergebnis meiner Beobachtungen kann ich hinsichtlich der Verhältnisse an der Grenze zwischen Seckauerkristallin und Grauwackenzone weder *Vacek* noch *Schmidt* zustimmen. Wenn auch der geschlossene und vor allem basale Horizont der grobklastischen Bildung *(Vacek)* fehlt, so scheint mir jeweils doch dort, wo die Grenze wenigstens einigermaßen aufgeschlossen ist, diese auch nicht durch Phyllonitisierung *(Schmidt)* ausgelöscht. In dem von *Schmidt* besonders zitierten Profil Hochreichart—Kleinreichart haben *Hammer, Böcher* und *Metz* die Grenze beschrieben. Sie verläuft nach meinen Beobachtungen auf Grund der Lesestücke südlich des Sattels zwischen Hochreichart und Kleinreichart und zwar so, daß die tiefsten Halden am Hochreichart-Nordhang bereits dem Kristallin angehören. Es mag sein, daß zufolge Überrollung an dieser Stelle die Lesestücke des Sekkauerkristallins etwas weiter nach Norden greifen als den tatsächlichen Verhältnissen entspricht. Groß kann dieser Betrag aber keinesfalls sein. Das Kristallin wird an der Grenze durch Aplit vertreten (siehe auch *Metz* 27, S. 171). Zwischen dem Aplit und dem auflagernden, lagenweise feldspatführenden Quarzit besteht im äußeren Kleid sicherlich einige Ähnlichkeit. Ebensowenig ist jedoch zu verkennen, daß zwischen den beiden Gesteinen Unterschiede vorhanden sind. Es ist jeweils nicht nur das Mengenverhältnis der zwei Hauptgemengteile — Quarz, Feldspat — verschieden, sondern auch deren Verband. Im Aplit zeigen Quarz und Feldspat das dem Erstarrungsgestein eigene Gefüge, das auch durch den metamorphen Schleier schimmert. Der Quarz als letzte Ausscheidung füllt kenntlich die Lücken. Den Feldspaten ist wiederholt gelbliche Tönung eigen. Biotit tritt, wenn auch besonders in den randlichen Lagen

[1] *Vaceks* Grenzziehung scheint mir eben dadurch beeinflußt, daß er den grobklastischen Horizont als Grundkonglomerat darstellen wollte. An der Basis tritt jedoch die Geröllführung vielfach zurück. Um um diese Unstimmigkeit herumzukommen, hat *Vacek* allem Anscheine nach diesen Abschnitt nicht der Grauwackenzone zugezählt.

spärlich, doch mehr oder minder als regelmäßiger Bestandteil auf. Im feldspatführenden Quarzit bilden dagegen Quarz und Feldspat ein Körnerpflaster, in dem dem Feldspat eher der Charakter des Späterzugetretenen zukommt. Jedenfalls ist zumindest äußerlich das Bild eines klastisch-sedimentären Gefüges gegeben. Ich möchte jedoch mit dieser Bemerkung kein abschließendes Urteil über die Natur der Feldspate abgeben. Die stumpfweiße Farbe (milchigweiß nach *Schmidt)* der Feldspate ist fast durchwegs kennzeichnend. Fehlt einer Quarzitlage der Feldspat, so liegen die Verhältnisse für die Unterscheidung zwischen den Gliedern der beiden Serien noch einfacher. Dieselben Feststellungen sind auch in den Felsen am Süd- und Osthang des Feistererhorns zu machen, wo ebenfalls die Grenze aufgeschlossen ist; z. B. in den Felsen, die rechts vom Weg Hochreicharthütte—Stubalmsattel am Hang etwas unterhalb der Baumgrenze anstehen. Ähnlich sind die Verhältnisse in den Felsen über der Hochreicharthütte. Ich sehe von einer näheren Beschreibung der hier zu beobachtenden Verhältnisse ab, da diese von *Metz* (27, S. 169) eingehend behandelt worden sind. Ähnliches wäre über die Grenze Seckauerkristallin—Grauwackenzone auch von anderen Stellen zu berichten, die ich Gelegenheit hatte genauer kennenzulernen (z. B. Schloßberg bei Kaiserberg [1], Aichberg bei St. Michael, Nordhang der Mugel). *Böcher* (14, S. 144) will im Gebiet Kleinreichart—Feistererhorn die Grenze zwischen Seckauerkristallin und Grauwackenzone überdies auch morphologisch gut gekennzeichnet sehen.

Nach der Feststellung, daß das „Rannachkonglomerat" nicht als basales Glied der Rannachserie anzusehen ist, soll die Untersuchung der Gerölle über die wahre Natur der in der Rannachserie verstreuten, grobklastischen Einlagerungen Auskunft geben.

7. Allothigene oder authigene Gerölle?

W. Schmidt sah in der Rannachserie phyllonitisiertes Seckauerkristallin. Zur Natur der eingeschalteten Trümmerquarze (Quarzknauern, dem „Rannachkonglomerat") macht er die Bemerkung, daß diese „eher nach zerwalzten Quarzgängen aussähen". Dieser Auffassung hat *W. Hammer* widersprochen. Die Quarzeinstreuung besteht nach ihm aus fluviatilen (allothigenen) Geröllen aus dem Absatz von Wildbächen.

[1] Die besonderen Einzelheiten an dieser Stelle habe ich in der Arbeit „Die Grenze Seckauerkristallin—Grauwackenzone im Profil über die Ruine Kaiserberg bei St. Michael" beschrieben. (Berg- und Hüttenmännische Monatshefte, Bd. 86, Heft 5).

In der Folge hat *Metz* (27, S. 165) mit einer kurzen Bemerkung an die Auffassung *Schmidts* angeknüpft und ausgesprochen, daß ein Teil der Gerölle „auf zerrissene und abgequetschte Quarzgänge" zurückzuführen sei.

Die übrigen Beobachter haben, wenn auch eine spezielle Äußerung fehlt, wohl der Annahme *Vaceks* bzw. *Hammers* zugestimmt.

Im Zusammenhang mit der gestellten Frage verlangen verschiedene Momente Beachtung:

So weist *Schmidt* darauf hin, daß die verbreitete Auswalzung der Gerölle mit fluviatiler Natur schwer vereinbar sei. *Schwinner* (16, S. 366) hält entgegen, daß die Auswalzung in geröllführenden Schichten der älteren Formationen eine ungemein verbreitete Erscheinung sei und sagt: „Abgesehen davon, daß die ursprüngliche Form von Flußgeschieben stets länglich ist, ist eine Ausdünnung der Gerölle eine notwendige Folge mechanischer Durchbewegung."

Die bis zur Flaserform bzw. bis zum Lagengefüge gehende Auswalzung der Quarze hat sicherlich mit fluviatiler Natur unmittelbar nichts mehr zu tun. Sie ist sicherlich das Ergebnis von Deformation. Gleiche Umformung kann jedoch ebensogut an authigen tektonischen, wie primär fluviatilen, in der Folge durchbewegten Geröllen auftreten. Aus der Form der Gerölle scheint mir demnach zur gestellten Frage ein entscheidender Beitrag kaum erwartbar.

Das bevorzugte Auftreten von Quarz als grobklastischer Bestand des „Rannachkonglomerates" ist bereits erwähnt. *Schwinner* (16) schreibt, daß solche Restschotter nur entstehen können, wenn ältere Schotterlagen einer Auslese durch Verwitterung im humiden Klima unterworfen worden sind. Ein derartiger Prozeß müßte allerdings wie er bemerkt, die Feldspate weitgehendst zerstört haben. Nun steht jedoch fest, daß in den Quarziten lagenweise reichlich Feldspat verbreitet ist (er könnte zwar später zugetreten sein), aber auch Feldspat unter den Geröllen nicht fehlt. Sein Zurücktreten gegenüber dem Quarz entspricht in Übereinstimmung mit den späteren Feststellungen der untergeordneten Verbreitung der Quarz-Feldspat-, gegenüber den Quarzgängen als den Geröllieferanten.

Als Ergebnis der langen Suche konnte ich im sogenannten „Rannachkonglomerat" folgende Gerölliste verzeichnen:

Quarz weitaus herrschend. (Selten, doch bezeichnend in Geröllhohlräumen kleine Bergkristalle, wie sie auch in den Quarzgängen zu beobachten sind. Ich möchte meinen, daß es sich um die Bergkristalle handelt, die *Hatle [S. 33]* in „Minerale der Steiermark" beschrieb. Die von mir gefundenen Stücke sind allerdings nur wenig mehr als Zentimeter groß. Kleinreichart, Rannachgraben).

Feldspat (u. a. Linsen von 30 × 8 mm am Osthang des Feistererhorns über der Hochreicharthütte, von 3 × 1 cm nördlich vom Gipfel des Bremssteins, im Rannachgraben, am Kuhberg bei Niklasdorf). Die geringere Größe der Feldspatgerölle ist wohl verständlich, wenn man sich die Art des Auftretens des Feldspates in den Gängen dieses Gebietes vor Augen hält.

Eisenkarbonat. (Eisenkarbonat wird in de Rannachserie erwähnt. Eine nähere Untersuchung liegt nicht vor. Es kann sich ebensogut nur um eisenschüssigen Stoff handeln. Meist liegen linsige Gerölle von z. T. ansehnlicher Größe vor. Besondere Entwicklung am Osthang des Feistererhorns).

Ungleich seltener sind Gerölle von:

Quarz-Feldspat-Ilmenit bzw. Quarz-Feldspat-Ilemenit-Chlorit z. B. am Osthang des Feistererhorns über der Hochreicharthütte.

Quarz-Feldspat-Ilmenit-Chlorit-Eisenkarbonat (am Osthang des Kleinreicharts).

Quarz-Ilmenit-Chlorit (am Nordhang der Mugel, am Aichberg bei St. Michael).

Quarz-Ilmenit (am Osthang des Gaisgrabens).

Neben den genannten Gemengteilen ist in den Geröllen noch Serizit mit allen Merkmalen mechanischer Beanspruchung verbreitet.

Es ist festzustellen, daß die stoffliche Beschaffenheit der Gerölle bestens mit dem Mineralinhalt übereinstimmt, den die in der Rannachserie verbreiteten Quarzgänge, bzw. pegmatitähnlichen Einschaltungen aufweisen. Neben Quarz, Feldspat, Chlorit, Serizit und Karbonat tritt in den gangartigen Einschaltungen, wie in den Geröllen als bezeichnender, wenn auch mengenmäßig zurücktretender Bestandteil Ilmenit auf. Diese Feststellung darf jedenfalls als wichtiger Hinweis auf die Abstammung der geröllartigen Einlagerungen gewertet werden.

Gänge und Gerölle gleicher Ausbildung, Zusammensetzung und Deformation finden sich auch im unterlagernden Kristallin. *Böcher* wies darauf hin, daß Eisenglanz (gemeint ist wohl der Ilmenit. Der Verf.) in den Gängen beider Serien und in den Geröllen im Quarzit, Phyllit und Marmor zu treffen ist. Er ließ in der Folgerung allerdings die Gänge in der Rannachserie unbeachtet und wollte in der genannten Beobachtung die Herkunft der Gerölle aus dem Seckauerkristallin bestätigt sehen. Bezüglich der Deformation schreibt *Böcher* (14, S. 144): „Das Gestein des ganzen Hanges (es ist dies der Hochreichart-Nordhang. Der Verf.) ist einförmiger Reichartgneis. An manchen Stellen ist die Durchbewegung etwas stärker ausgebildet. Quarz- und Pegmatitgänge sind in Linien oder verzerrte Formen ausgezogen." Ich möchte feststellen, daß die Bilder der verschiedenen Umformungsstadien in diesem Bereich vielleicht noch anschaulicher als in der Rannachserie die Herkunft der geröllartigen

Einlagerungen zum Ausdruck bringen. Keinesfalls können jedoch auch nicht die Umformungsstadien innerhalb der Rannachserie verkannt werden. In sehr guter Weise sind die geschilderten Verhältnisse auf engem Raum im Wasserriß am Osthang des Feistererhorns oberhalb der Hochreicharthütte zu überblicken. Es ist hier die Überlagerung des Kristallins durch die Rannachserie aufgeschlossen. In beiden Serien ist das Auftreten derselben Quarz- bzw. Pegmatitgänge, aber auch der gleichen, aus deren Deformation hervorgegangenen, geröllartigen Gebilde zu beobachten. Die Verhältnisse im teilweise recht gut aufgeschlossenen Gelände des Kleinreicharts lassen eine weitere Beziehung zwischen dem Auftreten der gangartigen Einschaltungen und jenem der geröllartigen Einlagerungen erkennen. Verhältnismäßig geröllreiche Abschnitte sind durch das Vorhandensein zahlreicherer Gänge (z. T. allerdings nur ihren Resten) ausgezeichnet; während anderseits mit dem Zurücktreten der Quarzgänge bzw. deren Resten zonenweise Abnahme der Geröllstreuung verfolgbar ist. Ich habe diese Beobachtungen seinerzeit nicht konsequent in der Rannachserie verfolgt, möchte jedoch auf Grund des gewonnenen Überblickes annehmen, daß die gezeigte Abhängigkeit verbreiteter festgestellt werden kann. Ich nenne als Beispiel nur noch den Mugel Nordhang: Armut an Quarzgängen in der Rannachserie fällt mit spärlicher Verbreitung von „Rannachkonglomerat" zusammen.

Während die angeführten Beobachtungen unmittelbar für die tektonische Bildung der Gerölle sprechen, sind andere Momente insoferne indirekte Zeugen dieser Herkunft, als sie sich als Beleg gegen die Annahme fluvialer Natur erweisen. Beim Studium des Schrifttums gewinnt man den Eindruck, daß der Hinweis auf den Übergang von grob- zu feinklastisch in der Rannachserie als ausschlaggebender Beleg für die fluviatile Natur der Gerölleinlagerungen angesehen wird. Man vermißt jedoch in den diesbezüglichen Ausführungen durchwegs die nähere Beschreibung der Kornklassierung innerhalb enger begrenzter Bereiche. Eine diesbezügliche Darstellung müßte wohl fast immer entschieden gegen den angenommenen Übergang Konglomerat—Quarzit—Phyllit sprechen. Die in mancher Arbeit behauptete Existenz des Überganges wird wie gelegentlich bereits vermerkt, durch die Schilderung entgegengesetzter Beobachtungen in der gleichen Arbeit widerlegt. Übergänge zwischen Quarzit und Phyllit mögen sicherlich an manchen Stellen zu sehen sein. Dagegen sind mir keine Stellen eines deutlichen Überganges vom Konglomerat zu anderen Gesteinen bekannt geworden. Riesengerölle *(Böcher* zählt dazu auch noch jene mit einer Größe von einen Meter und u. a. drei Viertelmeter große

Gerölle im Phyllit[1] liegen nicht allzu selten scheinbar regellos in Nachbarschaft solcher, die etwa nur Nußgröße erreichen. Mit scharfem Sprung setzt sich von diesen Einlagerungen das klastische Grundgewebe (das „Muttergestein") durch das mehr oder weniger ausgeglichene und ruhige Bild ab. Es sind dies verbreitete Bilder, deren Unvereinbarkeit mit einer Fluß- oder gar erst einer Wildbachablagerung kaum weiterer Erläuterung bedarf.

Der fluviatilen Natur widerspricht des weiteren auch die eckige Umgrenzung mancher Einlagerung. Der Behauptung, daß damit

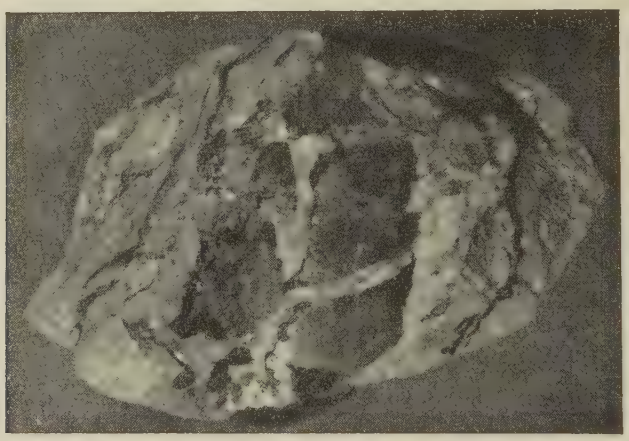


Abb. 1. Durch Zugrisse zerlegte Ilmenittafel in einem Quarzbruchstück (Kleinreichart-Osthang).

eben das Fehlen eines Transportweges bestätigt wird, steht die Rundung anderer Gerölle entgegen. Das Geröll Abb. 1 zeigt die eckigen Trümmer eines Ilmenites. Die Bruchstücke sind unter Erhaltung der eckigen Umgrenzung verflößt; die Fugen durch mobilisierten Quarz aus dem umgrenzenden Bestand verheilt. Die Zerlegung des Ilmenites demonstriert in anschaulicher Weise den auch an den Quarzgängen im großen beobachtbaren Deformationscharakter.

Wesentliche Argumente sprechen demnach bereits gegen die fluviatile Natur der geröllartigen Einlagerungen.

[1] Ich möchte meinen, daß in dieser Darstellung, die von ihm angenommene Ablagerung durch Wildbäche eine Rolle spielt. Ich kenne keine Einstreuungen von derartigem Ausmaß mit typischer Geröllform, wohl aber sehr ansehnliche Bruchstücke von Quarzgängen.

Die authigene Natur der Gerölle erscheint zuletzt nicht aber auch durch die Anordnung der Gerölle gestützt. Vorerst soll jedoch das im Schrifttum eine gewisse Rolle spielende isolierte Auftreten von Einzelgeröllen besprochen werden. Zu dieser Erscheinung sagt *Schwinner* (16, S. 366) bei Besprechung des „Rannachkonglomerates": „Die eigenartige Einstreuung der Gerölle kann auch bei Wassertransport zustandekommen, allerdings nicht bei gewöhnlichen Flußaufschüttungen, die stärkere Egalisierung der Gerölle nach Form und Größe und gleichmäßig dichte Packung charakterisiert, wohl aber bei unregelmäßigen Überflutungen, wie sie in manchen Klimazonen nicht ungebräuchlich sind." Ein derartig besonderer Bildungsgang kommt jedoch für die Gerölleinstreuung in der Rannachserie schon aus dem Grunde kaum in Betracht, da es doch Bereiche mit etwas dichterer Packung gibt und isolierte Gerölle zufolge gleicher Genesis nicht unabhängig von ersterer Erscheinung betrachtet werden dürfen. In vielen Fällen sind übrigens scheinbar isolierten Geröllen Quarzflasern oder -lagen benachbart, die ebenfalls Deformationsgebilde darstellen und mit ersteren die Herkunft teilen. Entgegen dem Bild eines richtigen Konglomerates kann man im sogenannten „Rannachkonglomerat" im großen und ganzen wohl nur von loser Geröllstreuung sprechen. Nicht umsonst betonen verschiedene Bearbeiter, daß sich die Gerölle nicht berühren, nicht umsonst wird das Bindemittel in Form des Muttergesteins beschrieben. Hinsichtlich der lockeren Packung erwähnt *Schwinner* (16, S. 367), daß die allermeisten Horizonte das Bild einer Grundmasse bieten, in der einzelne einander nicht berührende Gerölle schwimmen. Die Art der Anordnung dieser lose gestreuten Gerölle bietet vielfach ein sehr charakteristisches Bild. Die Beobachtungen an Handstücken sind allerdings nicht brauchbar. Ich möchte meinen, daß manche abzulehnende Folgerung im Schrifttum auf diesen Umstand zurückzuführen ist. Brauchbare Auskünfte für das Studium der Geröllanordnung bieten nur größere Aufschlüsse. In ihnen ist zu sehen, daß die lagige bzw. schnurartige Aneinanderreihung der Gerölle in „s" die verbreitete Erscheinung ist. Neben *Metz* haben andere die Form dieses Auftretens betont. Die Länge derartiger Geröllagen läßt eine gewisse Beziehung zu der in diesem Gebiet üblichen Länge der Quarzgänge erkennen. Für die genetische Deutung kommt aber ganz besonders zustatten, daß man an gar nicht wenigen Stellen Gelegenheit hat, die verschiedenen Stadien der Umformung vom Quarzgang bis zur Einschlichtung der geröllartigen Bruchstücke in „s" zu verfolgen; ein Bild, das vorzüglich gerichtete, mechanische Beanspruchung demonstriert. Mitunter ist es nur Auffassungssache, ob ein Deformationsgebilde als

grobklastische Einlagerung oder tektonisch zerrütteter (durch Zugrisse zerlegter) Quarzgang bezeichnet werden soll (Abb. 2, 3, 4 und 5). Aus primär eingeschlichteten Gängen leiten sich in erster Linie

Abb. 2. Durch Zugrisse zerlegter Quarzgang (Kleinreichart-Osthang).

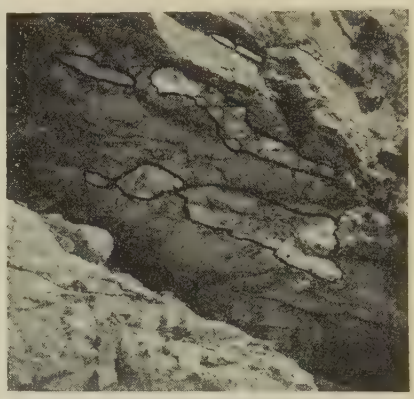


Abb. 3. Zerlegter Quarzgang oder tektonische Gerölle? (Kleinreichart-Osthang).

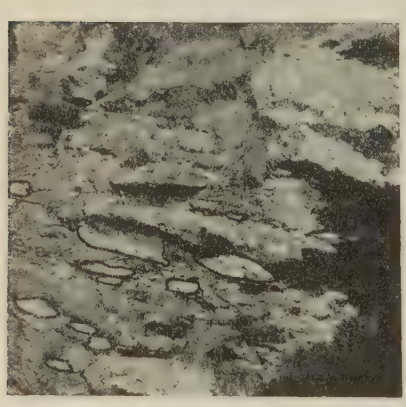


Abb. 4. Typisches „Rannachkonglomerat" aus Scherelementen (Kleinreichart-Osthang).

Abb. 5. In „s" aneinandergereihte Quarzrundlinge (Rannachgraben).

die besonders streng in „s" eingeregelten Scherelemente ab. Aus der Deformation quergreifender Gänge stammt vielleicht ein Teil gelegentlich nestartig geballter Gerölle. Ein weitgehendes Stadium des Verformungsaktes stellen die in „s" eingeregelten Quarzfasern vor. In anderen Bildern führt der Weg der Umformung über Faltung des Ganges. Speziell aus der Zerscherung des einen oder anderen Faltenscheitels mag dieses oder jenes scheinbar isolierte Geröll herrühren. Die Schenkel sind dagegen meist als Flasern oder -lagen in

„s" wohl eingeschlichtet. Als Deformationsgebilde sind ferner die stengeligen Quarze anzusehen, die z. B. am Osthang des Kleinreicharts in Abmessungen von etwa $1 \times 2 \times 10$ cm vorliegen. Faltenscheitel können dafür als Ausgangslage in Betracht kommen.

Die Deformationsform läßt des weiteren Abhängigkeit des Verformungsausmaßes vom Stoff erkennen. *Schmidt* wies darauf hin, daß sich im sogenannten „Rannachkonglomerat" die Feldspate wesentlich widerständiger erweisen als der Quarz. Im Marmor tritt bei der Verformung die günstige Translationsfähigkeit in den Vordergrund. Die Teilbewegung kleiner und kleinster Elemente ist wiederholt auch im Handstück bestens erkennbar. Rupturen fehlen im allgemeinen.

Im Rahmen der Untersuchung ob allothigene oder authigene Gerölle vorliegen, erfordert die Quelle der für die Deformation verantwortlichen Kräfte keine Berücksichtigung, so anziehend die Frage erschiene, ob man diese mit den üblich angenommenen Bewegungen an der Grenze Seckauerkristallin—Grauwackenzone in Zusammenhang bringen darf. Es genügt die Feststellung, daß die Einregelung der Scherelemente unter Unterstreichung lagigen Gefüges der Ausdruck gerichteter Beanspruchung ist. Ob der Quarzit bzw. die anderen „Muttergesteine" im gleichen Formungsakt die Gefügeregelung erfuhren oder ausbauten, könnte wohl nur gefügestatische Untersuchung entscheiden. In Verbindung mit der in Erörterung stehenden Frage kommt der Ansicht über die Beziehung zwischen Tektonik und Quarzumformung besonderes Interesse zu. *Schmidt* äußert sich darüber: „Von großer Bedeutung ist das Verhalten des Quarzes bei der Verformung von Gesteinen im Verlaufe gebirgsbildender Vorgänge. Er verhält sich hier ganz anders, als man nach seinem Verhalten im Laboratorium erwarten sollte. Allen Versuchen künstlicher Verformung gegenüber zeigt er sich nämlich ungemein spröde. Bei den in riesigen Zeiträumen sich vollziehenden Fließbewegungen der Gesteine erweist er sich hingegen als weich und schmiegsam; die meisten neben ihm vorkommenden Mineralien wie Glimmer, Feldspat, auch Hornblende verhalten sich im Vergleich mit ihm starr und spröde. Wie plastisch sich aber die Quarzkörner verhalten geht aus dem Gefüge solcher verformter Gesteine deutlich hervor. In ausgeprägten sieht man im Schliffbild die einzelnen Körner zu längeren Schnüren auseinandergezogen. Schmiegsam folgen sie den feinsten Faltungen und weichen den sperrigen Gemengteilen aus."

Die im Mikrogefüge geschilderte Quarzumformung spiegelt sich bestens im Großbild in den Verhältnissen im „Rannachkonglomerat" wider.

Einige Bemerkungen zur Verbreitung authigener Gerölle in den Alpen.

In den Ostalpen dürften authigene Gerölle sicherlich weiter verbreitet sein, als wir gegenwärtig im allgemeinen noch geneigt sind anzunehmen. In der Rannachserie erscheint nur die stellenweise Häufung entsprechend dichterer Durchschwärmung eines durchbewegten Gebietes durch Gänge bemerkenswert. Die Einbettung der Gerölle in einer klastischen Serie war wohl im besonderen Ursache für die Annahme konglomeratischer Natur. In der Bezeichnung der gleichen Erscheinung war man dagegen im unterlagernden Sekkauerkristallin wesentlich vorsichtiger.

Durch *Sander* sind seit langem tektonische Gerölle in den Gesteinen vom Tauernwestende bekannt. *Sander* wählte für die Einschaltungen die Bezeichnung Knollen und betont, daß unter letzteren solche verschiedener und zwar sedimentärer, tektonischer und schließlich konkretionärer Natur verborgen sind.

Mir sind u. a. meines Wissens noch nicht besonders erwähnte, tektonische Gerölle im Blockwerk im Stubachtal unmittelbar vor Ferschbacher (Sp.-K.) ungefähr bei Kilometer 7 am orographisch rechten Hang in dem makroskopisch als Gneisgranit anzusprechenden Gestein bekannt. Neben Quarz- sind Kalkspatrundlinge verbreitet. Im äußeren Bild ist völlige Übereinstimmung mit den Deformationsgebilden im sogenannten „Rannachkonglomerat", aber auch im Seckauerkristallin festzustellen. Die Übereinstimmung bezieht sich auf alle Einzelheiten, so auch auf die Bilder, die die verschiedenen Umformungsstadien der Quarzgänge darstellen. Gleichartige Gerölleinlagerung beobachtete ich ferner in den Gesteinen der Schieferhülle am Anstieg vom Raurisertal zum Ritterkopf.

Unlängst hat *Friedrich* (28) tektonische Gerölle in der Talklagerstätte Rabenwald (Oststeiermark) beschrieben. Er spricht davon, daß bei der Zerscherung von Faltenkernen walzenartige Körper entstehen, die sowohl im Talk, wie im Kornstein auftreten. Die Gerölle besitzen die manigfachsten Formen und kommen einzeln, in Gruppen und Rudeln vor. Er schreibt: „Walzen- und Schollenbildung ist in einem solchen Ausmaß wie hier auch tektonisch stark verformten Gebieten fremd. Nur aus wenigen Punkten Obersteiermarks sind mir ähnliche Gebilde bisher bekannt geworden, aus dem Luftschutzstollen beim Bahnhof Bruck an der Mur und aus den Graphitbauen in Kaiserberg und Sunk. An allen diesen Orten liegen auch dem Rabenwald vergleichbare Umstände vor, nämlich Massen eines milden Minerals (Graphit), in welchen Härtlinge an-

derer Gesteine eingeschuppt und eingeflößt wurden, dabei Walzen- und Stromlinienkörperform annahmen. Diese Faltungen und Stauchungen treten in allen Größen auf."

Die von mir aufgezählten Beispiele zeigen, daß das Auftreten tektonischer Gerölle nicht an die Gesellschaft üblich deformationsgünstig angesehener (schmierbarer) Stoffe gebunden ist. Es mag unter den von *Friedrich* geschilderten Verhältnissen die tektonische Natur der Gerölle ob der Größe und fremdartigen Umgebung auffälliger als gewöhnlich in Erscheinung treten.

Abschließend darf ausgesprochen werden, daß es sicherlich lohnenswert wäre, die steirische Grauwackenzone auf das Vorhandensein und die genauere Verbreitung ansehnlicherer Einlagerungen von tektonischen Geröllen zu durchmustern. In dieser Hinsicht ist noch wenig bekannt.

In der Rannachserie sind tektonische Gerölle in Form der „Rannachkonglomerate" vertreten.

Im graphitführenden Karbon ist die weite Verbreitung von „Quarzknauern" bekannt, meines Wissens aber noch nicht besonders dargestellt. Besonders diese Serie böte für eine spezielle Untersuchung günstige Voraussetzungen, da in ihr neben tektonischen Geröllen sedimentäre Konglomerate auftreten.

Authigene Gerölle fehlen auch nicht in der überlagernden Grauwackenschiefer-Serie. In der Arbeit „Die geologischen und petrographischen Verhältnisse im Gebiet der Kaintaleckschollen" (Jahrb. d. G. B. A. Wien, 1938) habe ich S. 242 von Quarz-Feldspatgängen stammende Einlagerung authigener Gerölle in den Altkristallinschollen und S. 254 in der Grauwackenschiefer-Serie beschrieben.

Eine nähere Besprechung der Beziehungen zwischen Weg der Umformung, Geröllform und Gesteinsunterlage ist ausständig.

Zusammenfassung.

1. Von *Vacek* wurden im Liesingtal grobklastische, geröllartige Einlagerungen in den Gesteinen der Rannachserie als „Rannachkonglomerat" beschrieben und dieses als basale Bildung (Grundkonglomerat) der Sedimentfolge angesehen.

2. *W. Schmidt* hat in einer kurzen Bemerkung die Konglomeratnatur dieser Bildung bezweifelt und die Meinung ausgesprochen, daß die Gerölle tektonischer Herkunft seien.

3. *Vaceks* Auffassung hat in der Folge in den Hauptzügen allgemeinere Anerkennung gefunden. Das „Rannachkonglomerat"

wurde wiederholt als grobklastischer Horizont an der Basis der Rannachserie dargestellt.

4. Die z. T. widersprechenden Angaben in der Literatur lassen die Existenz des Grundkonglomerates („Rannachkonglomerat") zweifelhaft erscheinen. Tatsächlich finden sich gleichartige Gerölleinlagerungen in verschiedenen Horizonten und Gesteinen der Rannachserie, so daß von einer basalen Bildung keinesfalls gesprochen werden kann.

5. Die eingehende Beschäftigung mit der Natur der als Konglomerat aufgefaßten, geröllartigen Einlagerungen führt zur Feststellung, daß es sich um authigene Gerölle handelt. Ein „Rannachkonglomerat" in der im Schrifttum dargestellten Form gibt es nicht. Im sogenannten „Rannachkonglomerat" liegt ein Tektonit vor. Gangartige Einschaltungen in der Rannachserie (im Quarzit, Phyllit und Marmor) sind scherend deformiert. Die Parallelschlichtung der linsigen Scherelemente (der authigenen Gerölle) in „s" kennzeichnet den Weg der Umformung.

Literatur.

1. *Vacek, M.*, Über die krystallinische Umrandung des Grazer Beckens. Verh. d. k. k. G. Reichsanst., Wien 1890. S. 9—20. — 2. *Heritsch, F.*, Beiträge zur Geologie der Grauwackenzone des Paltentales (Obersteiermark). Mitt. d. Naturw. Vereines f. Steiermark. Jahrgang 1911, Bd. 48, S. 3—238. — 3. *Sander, B.*, Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. Denkschr. d. Akad. d. Wissensch. Wien, Bd. 82, 1911. — 4. *Sander, B.*, Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. Tscherm. Mitt. 1911, Bd. 10. — 5. *Sander, B.*, Über einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes. Jahrb. d. G. B. A. Wien. 1912, S. 219—288. — 6. *Heritsch, F.*, Das Gebirge östlich von den Radstätter Tauern und vom Katschberg. Geolog. Rundschau. Jahrg. 1912, S. 245—258. — 7. *Schmidt, W.*, Grauwackenzone und Tauernfenster. Jahrb. d. G. St. A. Wien. 1921, S. 101—117. — 8. *Heritsch, F.*, Geologie von Steiermark. Naturw. Verein f. Steiermark. 1921. — 9. *Sander, B.*, Zur petrographisch-tektonischen Analyse. Jahrb. d. G. B. A. Wien. 1925, S. 183—252. — 10. *Schwinner, R.*, Scherung, der Zentralbegriff der Tektonik. Zentralbl. für Mineral. usw., Jahrg. 1924, S. 469—479. — 11. *Hammer, W.*, Beiträge zur Kenntnis der steirischen Grauwackenzone. Jahrb. d. G. B. A. Wien. 1924. Bd. 74, S. 1—35. — 12. *Schmidt, W.*, Gesteinsumformung. Wien 1925. — 13. *Sander, B.*, Zur petrographisch-tektonischen Analyse. Jahrb. d. G. B. A. Wien. 1925, S. 181—236. — 14. *Böcher, H.*, Zur Geologie des Hochreichart und des Zinkens in den Seckauer Tauern. Mitt. d. Naturw. Vereines f. Steiermark. 1927. — 15. *Stiny, J.*, Aufnahmeberichte über Blatt Bruck a. d. Mur—Leoben. Verh. d. G. B. A. Wien. 1927, 1928, 1929, 1930, 1931. — 16. *Schwinner, R.*, Geröllführende Schichten und andere Trümmergesteine aus der Zentralzone der Ostalpen. Geolog. Rundschau, Bd. 20, 1929, S. 211—244 und S. 343—370. — 17. *Cornelius, H. P.*, Aufnahmeberichte. Verh. d. G. B. A. Wien. 1929, 1929, 1930, 1931. — 18. *Schumann, H.*, Bericht über petrographische Begehungen in den Seckauer Tauern. Akad. Anzeiger Nr. 27, 1932 u. 1933. — 19. *Schumann, H.*, Fortsetzung der petrographischen Begehungen

in den Seckauer Tauern. Akad. Anzeiger Nr. 14, 1934. — 20. *Cornelius, H. P.*, Zur Seriengliederung der vorsilurischen Schichten der Ostalpen. Verh. d. G. B. A. Wien. 1935, Heft 5, S. 74—80. — 21. *Schmidt-Baier*, Lehrbuch der Mineralogie. Berlin 1935. — 22. *Stiny, J.*, Geolog. Kartenbl. Bruck a. d. Mur—Leoben G. B. A. Wien. — 23. *Schwinner, R.*, Zur Gliederung der phyllitischen Serien der Ostalpen. Verh. d. G. B. A. Wien. 1936, Nr. 5, S. 117—124. — 24. *Haberfellner, K.*, Die Geologie der österreichischen Eisenerzlagerstätten. Z. f. Berg- und Salinenwesen im Deutschen Reich. Jahrg. 1937, Bd. 85. — 25. *Metz, K.*, Die tektonische Stellung diaphthoritischen Altkristallins in der steirischen Grauwackenzone Zentralbl. f. Mineral. usw. Jahrg. 1937, Abtl. B., Nr. 8, S. 315—328. — 26. *Metz, K.*, Die Geologie der Grauwackenzone von Leoben bis Mautern. Jahrb. d. G. B. A. Wien. 1938, Bd. 87, Heft 1 und 2. — 27. *Metz, K.*, Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben. Mitt. d. Reichsst. f. Bodenforschung. Zweigst. Wien, 1940. — 28. *Friedrich, O. M.*, Die Talklagerstätten des Rabenwaldes. Oststeiermark. Berg- und Hüttenmännische Monatshefte, Leoben, 1947, Heft 4—5.

Aus dem Mineralogischen Institut der Universität Wien.

Über die gesetzmäßige Differentiation von Spurenelementen in Mineralien.

Von

Herbert Haberlandt.

Mit 4 Textabbildungen.

(Eingelangt am 22. Jänner 1948.)

Im folgenden [1] wird zu zeigen versucht, daß die klassischen Anschauungen eines *W. Chr. Broegger* (1), der wohl als erster den gleichsinnigen Verlauf zwischen der Differentiationsfolge von Magmen und der Kristallisationsfolge bei den Mineralkomponenten in Eruptivgesteinen postulierte, noch lange nicht an Fruchtbarkeit verloren haben und trotz der verwirrenden Fülle neuerer Anschauungen auf dem Gebiet der Gesteinsentstehung (2) die alte Differentiationstheorie noch immer richtunggebend sein kann. In sinngemäßer Fortführung der Ideen von *Broegger* hatten verschiedene Forscher zunächst bei gesteinsbildenden Mineralien eine Differenzierung der Haupt- und der Nebenelemente je nach dem Chemismus des Muttergesteines, in dem sie vorkommen, festgestellt. Die Feststellung dieser Differenzierung war am elegantesten mit Hilfe optischer Methoden auf Grund der Höhe der Licht- und Doppelbrechung, des Achsenwinkels und der Auslöschungsschiefe bestimmter Schnitte vor allem bei den Feldspaten, beim Oliven, Pyroxen und beim Biotit von *F. Becke* (3) und seinen Mitarbeitern entwickelt worden.

Es hat mir als angehendem Jünger der Mineralogie einen großen Eindruck gemacht, wie mir von meinem Lehrer *F. Becke* zum ersten Male die Zonarstruktur der Plagioklase mit dem kalkreichen Kern und der natronreichen Hülle gezeigt wurde und wie man aus der Höhe der Doppelbrechung erkennen konnte, daß die Biotite in Gra-

[1] Vergl. dazu: *H. Haberlandt:* Die Bedeutung der Spurenelemente in der geochemischen Forschung. Monatshefte f. Chemie 77, (1947) S. 293. Die Frage des kristallchemischen Einbaues von Spurenelementen in Mineralien wird in einer jüngst erschienenen Arbeit von *G. Carobbi:* Proposte per un sistema cristallochimico degli ioni. Akad. d. Science di Modena, 1947, untersucht.

niten bedeutend eisenreicher sind als die Magnesiumglimmer aus Dioriten oder daß die Hypersthene aus Andesiten ebenfalls eisenreicher sind als die in basischeren Gesteinen.

Diese Mineralien zeigen auch öfters Zonarstruktur und haben dann im Kern die schwerer schmelzbare Komponente angereichert. Manchmal zeigen sich zonenweise, schon durch Farbeigentümlichkeiten auffallend, bestimmte Nebenbestandteile angereichert, wie z. B. das Titan in violett gefärbten Titanaugiten. Eine Differentiation von Spurenelementen läßt sich aber mit gewöhnlichen optischen Methoden nicht ohne weiters nachweisen. Es war erst mit Hilfe sehr subtiler spektrographischer und fluoreszenzanalytischer Methoden möglich, eine solche aufzufinden. Wie auf so vielen anderen Gebieten hat auch hier *V. M. Goldschmidt* bahnbrechend gewirkt. Er schrieb 1924 die prophetischen Worte (4): „Die Kenntnis der geochemischen Verteilungsbahnen der einzelnen Elemente sind ein wichtiges Hilfsmittel, um die genetischen Beziehungen zwischen verschiedenen Gesteinen und die Bildungsgesetze von Minerallagerstätten einwandfrei festzustellen. In dieser Beziehung erscheint es ganz besonders wichtig, bei der quantitativen Analyse von Gesteinen und Erzen auch solche Bestandteile zu ermitteln, die zwar nur in geringerer Menge auftreten, aber Aufschlüsse über die Stellung des betreffenden Gesteinskörpers im System der geochemischen Entwicklung liefern können. Mengenbestimmungen solcher Bestandteile, sozusagen *geochemischer Leitelemente* dürften bald eines der wichtigsten Hilfsmittel werden, um die Verwandschaftsbeziehungen magmatischer Gesteine exakt festzustellen." und weiter: „Bei dem Aufsuchen und bei der Bewertung von Erzlagerstätten ist es von größter Bedeutung, das Verteilungsschema der betreffenden Elemente in der geochemischen Entwicklungsreihe zu kennen." *Goldschmidt* hat selbst und durch seine Schüler die Differentiationen der geochemischen „Leitelemente" aufzeigen können, so bei den Alkali- und Erdalkalimetallen, beim Germanium, Gallium und anderen. In klassischer Weise wurden von *Goldschmidt* die grundlegenden Gesetze der Kristallchemie entwickelt und es konnte gezeigt werden, daß Spurenelemente mit ähnlichen Ionenradien wie manche Hauptelemente in gesteinbildenden Mineralien „getarnt" bzw. „abgefangen" werden.

Solche Spurenelemente, wie das Strontium und das von ihm abgefangene zweiwertige Europium zeigen nun tatsächlich eine Differentiation in der Art, daß bestimmte Feldspate reich an diesen beiden Elementen sein können. Es sind das vor allem die Feldspate in syenitischen Graniten und in Syeniten, ferner Andesine mit einer

beigemengten Kalikomponente in den sogenannten Kjelsåsiten Norwegens.

Der Europiumgehalt (in der zweiwertigen Form) der Feldspate verrät sich, wie *A. Köhler* und ich (5) aufzeigen konnten, durch eine blaue Fluoreszenz im filtrierten ultravioletten Licht. *V. M. Goldschmidt* (6) und *A. Kvalheim* hatten einen Europiumgehalt bereits bogenspektrographisch in einer Reihe von Feldspaten, Titaniten, Strontianiten und anderen Mineralien quantitativ nachgewiesen. *Goldschmidt* nahm an, daß Europium in der zweiwertigen Form vom Strontium abgefangen wird, einen Beweis hierfür lieferte die Fluoreszenz.

In analoger Weise, wie bei den verschiedenen Mineralvergesellschaftungen bestimmte „typomorphe" Mineralien für physikalisch-chemisch gleichartige Paragenesen kennzeichnend sind, können bestimmte Elemente, die ich nach einem Vorschlag von *G. Berg* und *V. M. Goldschmidt* als *typochemische Leitelemente* bezeichnen möchte, als Indikatoren für den Differentiationszustand des Magmas, aus dem die betreffenden Mineralien entstanden sind, bzw. der Restlösungen, aus denen sich die Kristalle gebildet haben, dienen. Wir können nun versuchen, diese Verhältnisse an Hand von Differentiationsdiagrammen zu verfolgen, wie sie in ähnlicher Weise mit Vorteil zur Darstellung der Änderung des Mineralbestandes im Laufe der magmatischen Differentiation von *J. H. L. Vogt* (7) und des Gesteinschemismus von *P. Niggli* (8) festgelegt wurden. Auf Grund der bisherigen Bestimmungen lassen sich solche Differentiationsdiagramme von Spurenelementen bei folgenden Mineralien bereits quantitativ festlegen: Fluorit, Apatit, Zinkblende, Feldspate. Auch beim Scheelit und beim Titanit scheint eine Differentiation der seltenen Erden vorzuliegen. Für den Kassiterit liegt eine interessante russische Arbeit [1] vor, wonach die Verteilung von Gallium und Vanadium für pegmatitische und andere Vorkommen in Quarzgängen charakteristisch ist.

Diese Tatsache einer gesetzmäßigen Differentiation von Spurenelementen bei verschiedenen Vorkommen ein und desselben Minerales ist keineswegs selbstverständlich und es hatte sich im Gegenteil bei Untersuchungen von *V. M. Goldschmidt* (9) zunächst herausgestellt, daß die dreiwertigen Seltenen Erden in Form charakteristischer Erdbestände sich bei verschiedenen Vorkommen ein und des-

[1] *S. A. Borovick* and *J. D. Gotman:* Content of rate and other elements in the cassiterites of different genesis from USSR. deposits according to spectrum analysis data. (C. R. Doclady, Acad. Sci. USSR. 23, 1939, 351.)

selben Minerales in gleicher Weise vorfinden (z. B. beim Monazit [1] als selektiver Cererdenbestand, beim Xenotium als selektiver Ytter-erdenbestand). Andererseits fand *Goldschmidt* in seinen letzten Arbeiten bereits die aus diesem Schema herausfallenden geochemischen Verteilungsweisen des zweiwertigen Europiums. So konnten weiters *K. Przibram, B. Karlik* und der Verfasser (10) zeigen, daß beim *Fluorit* eine deutliche Differentiation nicht nur des zweiwertigen Europiums, sondern auch des zweiwertigen Ytterbiums vorliegt. Fluoreszenzanalytische Bestimmungen, die von *G. Wild* (11) und *S. Merkader* (11a) durchgeführt wurden, ergaben eindeutig besondere Anreicherungen von Europium beim englischen hydrothermalen Fluorit von Weardale, die in Verbindung mit doleritischen Lagergängen in Paragenese mit Zinkblende und Bleiglanz vorkommt, während der Fluorit vom St. Gotthard so gut wie kein Europium und eine bedeutende Anreicherung von zweiwertigem Ytterbium enthält, wie sie sonst nur bei pegmatitischen Vorkommen mit Hilfe der gelbgrünen Tieftemperaturfluoreszenz nachgewiesen werden kann. (Siehe Abb. 1.) Weniger klar ist eine beim *Apatit* (Abb. 2) und wahrscheinlich auch beim Scheelit vorhandene Differentiation nicht nur der zweiwertigen sondern auch der dreiwertigen Seltenen Erden. Beim Apatit scheint bei norwegischen pegmatitischen Vorkommen, die *H. Bjoerlykke* (12) untersucht hat, das Yttrium, das Ytterbium und auch das Dysprosium gegenüber dem Samarium und dem Cer angereichert zu sein, während normalerweise die Gruppe der Cererden eine Vorherrschaft zeigt (gabbropneumatolytische Apatite). In ähnlicher Weise kann auch beim *Scheelit* (13) gemäß seinen Fluoreszenzspektren eine Sonderung in samariumreiche Scheelite mit vorwiegend Cererden im Kontakt mit Dioriten (Traversella in Piemont) und in pegmatitische Scheelite mit vorwiegend Ytter-erden (Terbiumlinien) angenommen werden. Nach unveröffentlichten spektrographischen Bestimmungen von *A. Gatterer* [2], die auf meine Bitte in dankenswerter Weise durchgeführt wurden, hat der Scheelit von Traversella [3] einen Europiumgehalt in der Größen-

[1] Vergl. *C. Matveyeff:* Einige Data über die Röntgenspektroskopie der Monazite. Ref. N. Jb. f. Min. Beil. Bd. A. 65 (1932), S. 223. Nach dieser Untersuchung wäre doch eine gewisse Differentiation auch beim Monazit (Cer/Thorium) vorhanden.

[2] Die Aufnahmen wurden mit einem Zeiss-Drei-Glasprismenspektrographen im Gleichstrombogen durchgeführt.

[3] Dieser Scheelit hat auch einen Cergehalt: Siehe *G. Carobbi:* Richerche analitiche sulla scheelite di Traversella. Rend. R. Accad. Naz. d. Linc. 32., Ser V^a (1923) 79.

ordnung von 0·001—0·01% und einen nachweisbaren Samariumgehalt, während die pegmatitischen Scheelite von Natas (SW-Afrika) und vom Ankogel in den Hohen Tauern (Salzburg) europiumfrei bzw. europiumarm sind und das Ytterbium in einer relativ zu den Cererden größeren Menge enthalten. Bei dem Scheelit von Schellgaden im obersten Murtal (alpines Goldvorkommen mit Bleiglanz und Sulfiden in Quarz) konnte *A. Gatterer* sowohl Europium als auch Ytterbium deutlich nachweisen — in Übereinstimmung mit meinem fluoreszenzspektroskopischen Befund (im filtrierten Ultraviolett) dieses Scheelits als Übergangstypus mit Linien von Samarium und Terbium neben deutlichen Dysprosiumlinien. Ein ähnliches Fluoreszenzspektrum (im filtrierten Ultraviolett) konnte ich bei einer Scheelitprobe von Forbes Reef-Swaziland, die ich Herrn Dr. *J. K. Marsh* verdanke, feststellen. Dieses Vorkommen — angeblich in Zinnsteinparagenese — wurde sowohl von *M. Servigne* [1] als auch von *J. K. Marsh* [2] in bezug auf den Gehalt an Seltenen Erden untersucht. Während *Servigne* auf Grund der Intensitätsschätzung der Seltenen Erden im Lumineszenzspektrum [3] einen besonders hohen Europiumgehalt von 0·05—0·1%, einen Samariumgehalt in der Größenordnung von 0·01%, einen Dysprosiumgehalt von 0·001% und einen sehr kleinen Terbiumgehalt von 0·0001% in diesem Scheelit angibt, beträgt nach *J. K. Marsh* der Gehalt an Europium 0·0025%, an Samarium ebensoviel, an Dysprosium 0·008% und an Terbium 0·001%. Diese Werte erscheinen mir viel wahrscheinlicher als die von *Servigne,* der den Europiumgehalt offenbar stark überschätzt hat. Aus geochemischen Gründen ist nicht einzusehen, warum Scheelite im Zusammenhang mit sauren Gesteinen so hohe Europiumgehalte haben sollten, wie sie *Servigne* angibt.

Leider reicht das vorhandene Analysenmaterial beim Scheelit nicht aus, um ein einwandfreies Bild der Differentiation der Seltenen Erden bei verschiedenen Vorkommen dieses Minerales zu gewinnen. Tatsächlich dürfte eine Sonderung in Cererden-reiche und Yttererden-reiche Scheelite in der Natur vorhanden und geochemisch begründet sein [4].

---

[1] *M. Servigne:* Sur la photoluminescence des scheelites, Compt. rend. Acad. Scienc. 210 (1940) 440.

[2] *J. K. Marsh:* Rare Earths in Scheelite. Journ. Chem. Soc. 1943, p. 577.

[3] Leider stand mir die Originalarbeit von *Servigne* nicht zur Verfügung, so daß ich über seine Beobachtungsmethode nicht orientiert bin.

[4] Ich werde in einer späteren Arbeit auf die Verteilung der Seltenen Erden im Scheelit ausführlich eingehen.

Der vorhin besprochene Apatit von Ljosland (Norwegen)[1] hat nach Bestimmungen von *A. Gatterer* einen bemerkenswerten Ytterbiumgehalt und einen kleinen Europiumgehalt (siehe Abb. 2). Es gibt aber auch andere pegmatitische Apatite aus dem Erzgebirge und Fichtelgebirge (Epprechtstein), die arm an Seltenen Erden sind. Eigentümlich ist den pegmatitischen Apatiten ein höherer Mangangehalt, der sich auch durch eine gelbe Fluoreszenz im filtrierten Ultraviolett zu erkennen gibt.

Möglicherweise liegt bei dem gabbropneumatolytischen[2] Apatit vom Mte. Kurokura (Kanagawa Pref., Japan) auch eine pegmatitische Beeinflussung vor, da dieser Apatit nach eigenen Bestimmungen einen ebenfalls hohen Mangangehalt und einen nicht unbedeutenden Ytterbiumgehalt (0·01—0·1%)[3] besitzt. Nach *A. Gatterer* ist in diesem Vorkommen auch ein Cergehalt von 0·001—0·01% und ein kleiner Lanthangehalt (von 0·001% und weniger) vorhanden, während der Europiumgehalt fraglich oder höchstens sehr klein ist. Entsprechend diesem niedrigen Europiumgehalt ist auch der Strontiumgehalt[4] sehr klein. Ebenso ist nach Bestimmungen von *W. Noll*[5] der Strontiumgehalt des gabbropneumatolytischen Apatits von Ödegarden niedrig (0·02% SrO), während nach demselben Autor der Apatit von Jumilla in Spanien einen beträchtlichen Gehalt an SrO (1%) aufweist — entsprechend einem höheren Gehalt an Europium (nach Bestimmungen von *A. Kvalheim* in Oslo in der Größenordnung von 0·003% Eu.). Der Apatit von Jumilla in Spanien ist nach eigenen Untersuchungen (14) arsenhaltig und stellt offenbar eine pneumatolytische Bildung in Verbindung mit einem leucitführenden Eruptivgestein vor. Die Färbung bei diesem Apatit ist ähnlich gelbgrün wie bei den sogenannten „Spargelsteinen", von denen ein alpines Vorkommen (Greiner im Zillertal) im Talkschiefer von mir untersucht wurde. Auch hierbei ist der Strontiumgehalt relativ hoch, der Mangangehalt niedriger als bei den pegmatitischen Apatiten. Noch niedriger ist der Mangangehalt beim Apatit von Jumilla, am niedrigsten bei dem Apatit von Ödegarden. Der hydrothermale, rosa Apatit von Prinzenstein (bei St. Goar am Rhein) in

[1] Untersucht wurde ein mir von *J. Bjoerlykke* in dankenswerter Weise überlassenes blaues Apatitkristallbruchstück.

[2] Über das Vorkommen siehe *T. Wada:* Mineralien von Japan (japanisch) 1916, 312. Vergl. dazu auch: *Ei. Iwase,* Scient. Pap. Inst. Phys. Chem. Res. Tokyo. 27 (1935) p. 1.

[3] Nach Bestimmungen von *A. Gatterer* liegen die Werte für Ytterbium tiefer.

[4] Nach eigenen visuellen Schätzungen.

[5] *W. Noll:* Geochemie des Strontiums, Chemie d. Erde. 8 (1934) S. 507.

Paragenese mit Bergkristall und Kupferkies hat bei einem relativ kleinen Mangangehalt einen bedeutenden Europiumgehalt und in Übereinstimmung damit einen hohen Strontiumgehalt [1].

Ein besonders wichtiges Mineral in bezug auf Spurenelemente ist die *Zinkblende* in der das Gallium von *Lecoq de Boisbaudran* (1875) und das Indium von *F. Reich* und *Th. Richter* (1863) entdeckt wurden.

In letzter Zeit sind eingehende quantitative spektrographische Bestimmungen von *I. Oftedal* (15) und *L. Strock* (16)[2] von Spurenelementen bei genetisch verschiedenen Zinkblenden durchgeführt worden, die es ermöglichen, ein umfassendes Differentiationsdiagramm dieser Beimengungen für eine Reihe von Zinkblendevorkommen unterschiedlicher Bildungsweise — im wesentlichen nach fallender Bildungstemperatur angeordnet — zu entwerfen (siehe Abb. 3). Dabei lassen sich wichtige Gesetzmäßigkeiten, wie sie bereits von *Oftedal* und anderen Forschern [1] gefunden wurden, in bezug auf die Verteilung von Kobalt, Indium, Gallium, Germanium und Quecksilber sehr übersichtlich aufzeigen. Folgende Resultate *Oftedals* sind bemerkenswert: Pegmatitische Zinkblenden vom Langesundfjord sind sehr arm an Kobalt (unter 0·005%), praktisch frei von Gallium, Germanium, Indium und ohne Quecksilber. Kontaktvorkommen sind dagegen reich an Kobalt, auch relativ indiumreich, während Gallium nur in geringen Mengen, Germanium nur in Spuren vorhanden ist und Quecksilber fehlt. Ein höherer Indiumgehalt ist für einen mittleren Bildungstemperaturbereich eigentümlich, während niedrigthermale Zinkblenden (Joplin, Zinkholmen) reicher an Gallium und Germanium sind, wobei das Maximum des Germaniumgehaltes (ZnS von Stollberg und Zinkholmen) nicht mit dem größten Galliumgehalt (bei einer Zinkblende von Joplin, USA. nach *L. Strock)* zusammenfällt. Da die Zinkblenden von Stollberg und Zinkholmen (erstere ist praktisch frei von Gallium) bei tieferer Temperatur gebildet sind (Vergesellschaftung mit Fluorit und Magnesit in Zinkholmen), glaube ich in Übereinstimmung mit *Oftedal,*

---

[1] Von *Gatterer* wurde in diesem Apatit auch Samarium nachgewiesen. Es gibt eine Reihe von rosa Apatiten hydrothermaler Entstehung, die ebenso wie der vorliegende Apatit eine helle blaue Bande im Fluoreszenzspektrum erkennen lassen (neben Samarium- und Dysprosiumlinien), die dem zweiwertigen Europium zugeschrieben werden kann. Vergl. auch *A. Köhler* und *H. Haberlandt:* Lumineszenzanalyse von Apatit, Pyromorphit und einigen anderen Phosphaten. Chemie d. Erde 9 (1934) S. 88.

[2] Vergl. auch: *R. E. Stoiber:* Minor Elements in sphalerite. Econ. Geol. 35 (1940) 501. Ferner: *L. C. Graton* und *G. A. Harcourth:* Spectroscopic evidence on origin of Mississippi Valley type. Econ. Geol. 30 (1935) 800.

daß die günstigste Bildungstemperatur für Ge-reiche Blenden tiefer liegt als für Ga-reiche. Ebenso wie das Germanium ist auch das Quecksilber an sehr niedrigthermale Zinkblendelagerstätten (Tsumeb, Zinkholmen) gebunden. Beim Cadmium (siehe die Zusammenstellung der Werte in Abb. 3) findet *Oftedal* keine sichere Abhängigkeit zwischen seiner Konzentration und der Bildungstemperatur der Blenden, obzwar höhere Gehalte über 1% hauptsächlich bei Blenden von tiefer Bildungstemperatur auftreten. Dagegen finden sich die höchsten Kobaltgehalte sowie hohe Mangangehalte in hochtemperierten Zinkblenden norwegischer Kontaktvorkommen. Bei den Blenden der anderen norwegischen Lagerstätten ist aber kein Zusammenhang zwischen Mangan- und Kobaltgehalt feststellbar, wie auch zwischen dem Eisengehalt und Kobaltgehalt keine Übereinstimmung besteht, während der Mangangehalt mit dem Eisengehalt im großen und ganzen parallel geht. Bezüglich des Indiumgehaltes könnte man nach den Angaben russischer Forscher [1], die einen hohen Indiumgehalt in sehr eisenreichen Blenden (den sogenannten „Marmatiten") nachgewiesen haben, vermuten, daß der Indiumgehalt parallel mit dem Eisengehalt geht. Es gibt aber eisenreiche Blenden mit nur sehr geringem Indiumgehalt (z. B. vom Langesundfjord pegmatitischer Entstehung). Auch scheinen indiumhaltige Blenden nicht immer mit einem entsprechenden Eisengehalt vorzukommen, wie das Beispiel von zwei Blenden von Lassedalen zeigt, von denen eine gelbgrüne indiumreichere (0·04% In) einen niedrigeren Eisenwert (0·3% Fe) hat, als eine braune Varietät mit nur 0·0003% In und einem hohen Eisengehalt von 1%. Die Eisengehalte (siehe die Zusammenstellung) schwanken außerordentlich, im allgemeinen scheinen die untersuchten niedrigthermalen Blenden relativ eisenarm und manganarm zu sein bei geringem Kobaltgehalt. Die höheren Gallium- und Germaniumgehalte dieser Blenden stehen aber kaum in Zusammenhang mit dem niedrigeren Eisengehalt, da eisenarme Blenden höherer Bildungstemperatur nur niedrige Gallium- und Germaniumgehalte aufweisen. Außerdem schwankt nach spektralanalytischen Untersuchungen von *H. Moritz* [2] der Galliumgehalt bei zwei Sorten der Zinkblende von

[1] *W. J. Vernadsky:* Bl. Acad. Pétersb. (6), *4* (1910) 1139. Ebenda (6), *5* (1911) 192. Ferner: *N. M. Prokopenko:* Occurence of Indium in various Cycles of the USSR. C. R. Ac. Ac. Sc. (Doclady), Moskau, 31 (1941) 16—18, 19—21.

S. A. Borovik, N. J. Vlodavetz and *N. M. Prokopenko:* Occurences of Indium in leadzink deposits of Middle Area. Bull. Acad. Acad. Sci. USSR. Math. Nat. Geol. Ser. Nr. 2, 1938, p. 335.

[2] *H. Moritz:* Die sulfidischen Erze der Tsumeb-Mine. N. Jahrb. f. Min. Beil. Bd. *67* (1933) 118.

Tsumeb mit ungefähr dem gleichen Eisengehalt (unter 1%) in folgender Weise.

Grüne Blende: Gallium 0·005—0·01%, Mangan 0·01—0·05%, Cadmium 0·5—1%. Braune Blende: Gallium 0·01—0·05%, Mangan 0·05—0·1%, Cadmium über 1%.

Der Wismutgehalt norwegischer Blenden aus Kontaktvorkommen ist auf Grund erzmikroskopischer Bestimmungen *Oftedals* wahrscheinlich auf Beimengungen von Wismutglanz zurückzuführen. Dagegen dürfte der Zinngehalt einiger von *Oftedal* untersuchten Zinkblenden (in der Größenordnung von 0·0005—0·02%, ausnahmsweise bis 0·1% Sn) von der Blende selbst aufgenommen werden. Und zwar wird das Zinn bei niedrigen Bildungstemperaturen vorwiegend von der Zinkblende, bei höheren dagegen vom Bleiglanz aufgenommen, wenn beide Mineralien vorhanden sind. (Siehe die Arbeit von *Oftedal!)*

Die Frage des kristallchemischen Einbaues der erwähnten Spurenelelmente, besonders von Gallium, Germanium und Indium in der Zinkblende bildet ein interessantes, aber noch ungeklärtes Problem. Das Gallium könnte nach einer Vermutung von *V. M. Goldschmidt* [1] mit dem Arsen zusammen in der Zinkblende abgefangen werden auf Grund der Ähnlichkeit des Gitters von Ga As und Zn S (Gitterkonstante bei Ga As = 5·635 Å, bei Zn S 5.418 Å). Ebenso hat auch das Germanium ein ähnliches Gitter. Nach *I. Oftedal* (15) konnte aber das Arsen in norwegischen Zinkblenden, auch in der galliumreichsten von Jakobselv (mit 0·1% Gallium) nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden.

Eine weitere Möglichkeit für den Einbau von Gallium bestünde in der Annahme, daß dieses Element in der zweiwertigen Form, vielleicht als Gallosulfid eingebaut wird [2]. In bezug auf die Ionenradien ist das zweiwertige Gallium, ebenso wie das zweiwertige Germanium jedenfalls dem Zink gegenüber ähnlicher als das dreiwertige Gallium und Germanium. Beim Indium wäre der Ionenradius der dreiwertigen Form bereits größer als der des Zinks. Die Ionenradien von zweiwertigem Kobalt und von zweiwertigem Eisen wären dem zweiwertigem Zink fast gleich, während die entspre-

[1] *V. M. Goldschmidt* und *Cl. Peters:* Zur Geochemie des Galliums. Nachr. d. Ges. d. Wissensch. Göttingen. Math. Phys. Kl. 1931, S. 65 (180).

[2] Bereits *G. Carobbi* vermutete den Einbau von zweiwertigem Gallium in der Zinkblende. Siehe *G. Carobbi:* Proposte per un sistema cristallochimico degli ioni. (Lit. Cit. a. O.) Gallium-2-Sulfid wurde bereits von *A. Brukl* synthetisch hergestellt. Siehe *A. Brukl* u. *G. Ortner:* Die Sulfide des Galliums, Sitz.-Ber. Akad. d. Wissensch. Wien. II b, *139,* (1930) 594. Vergl. auch *E. Einecke,* Vorkommen, Gewinnung und Verwendung des Galliums. Z. f. prakt. Geologie, *46.* (1938) 120.

chenden Radien von zweiwertigem Cadmium, Zinn, Germanium und Quecksilber größer sind [1]. Da diese Elemente mit größeren Radien vorzugsweise in Zinkblenden von niedrigerer Bildungstemperatur zu finden sind, könnte man hierbei eine Gesetzmäßigkeit vermuten [2]. Allerdings fällt das Indium aus der Reihe, da es trotz größerem Radius als dem des Zinks in mesothermalen Blenden sich anreichert. Hier spielen vielleicht besondere Einbaubedingungen mit.

L. H. Ahrens (17) verdanken wir quantitative spektrographische Bestimmungen von Rubidium und Thallium in verschiedenen *Feldspaten*. In Abb. 4 habe ich versucht, einige Gesetzmäßigkeiten des Differentiationsverlaufes dieser Elemente darzustellen. Es zeigt sich im großen und ganzen eine Anreicherung beider Elemente in pegmatitischen Bildungen (Amazonensteine), entsprechend dem größeren Ionenradius von Rubidium (1·49 Å) und Thallium (1·49 Å) gegenüber dem von Kalium (1·33 Å). Das Verhältnis Rb_2O/Tl_2O ist bei verschiedenen Kaliummineralien (Kalifeldspat, Muskovit) in plutonischen Gesteinen nach *Ahrens* ziemlich konstant. Doch findet man auch charakteristische Unterschiede zwischen dem Rubidium/ /Thalliumverhältnis bei Kalifeldspaten (Mikroklin, Orthoklas und Perthit) aus alten Graniten Transvaals und solchen aus Syeniten (Palabora), wobei letztere im Verhältnis mehr Rubidium und weniger Thallium enthalten. Alpine Adulare haben ähnliche Rubidiumgehalte wie die Kalifeldspate aus Graniten. Besonders große Konzentrationen von Rubidium und Thallium finden sich in den schön grüngefärbten Amazonensteinen (Mikroklinen) innerhalb bestimmter Pegmatite, bei einem ähnlichen Rb/Tl-Verhältnis wie in den Kali-

---

[1] Siehe die Zusammenstellung bei *F. Laves:* Die Naturwissensch. 25 (1937) S. 721.

[2] Auf diese Regelmäßigkeit hat mich Herr *E. Schroll* aufmerksam gemacht. *V. M. Goldschmidt* hat für den Fall der magmatischen Differentiation von Silikatschmelzlösungen bereits wiederholt auf die Bedeutung der Größe der Ionenradien hingewiesen. Elemente mit größerem Ionenradius werden bevorzugt zu einem späteren Zeitpunkt in der Restkristallisation abgeschieden, da die Zunahme des Ionenradius im allgemeinen eine Vergrößerung der Löslichkeit und eine Herabsetzung der Schmelztemperatur der betreffenden Kristalle (bei gleicher Kristallstruktur) bedingt. Siehe *V. M. Goldschmidt:* Drei Vorträge über Geochemie. Geol. Förh. Stockholm, Mai-Oktober 1934, p. 392.

Es erscheint verlockend, die Vorstellungen *Goldschmidts* auch auf die Abscheidungsvorgänge im hydrothermalen Bereich entsprechend modifiziert anzuwenden. Da die Verhältnisse in Sulfidlösungen aber sehr kompliziert sind, durch hydrolytische Fällungsvorgänge beeinflußt werden, Konzentrationsverhältnisse und lokale Eigentümlichkeiten mitspielen können und die Frage des kristallchemischen Einbaues der betreffenden Spurenelemente in der Zinkblende noch ungeklärt ist, kann dieses Problem erst nach eingehenden Untersuchungen in Angriff genommen werden.

feldspaten der Granite. Diese Anreicherungen wurden bereits von *V. M. Goldschmidt* festgestellt (18).

In den folgenden Diagrammen sind die vorliegenden Gehalte an Spurenelementen in Gramm pro Gramm Mineral logarithmisch auf dem negativen Ast der Ordinate aufgetragen worden, während auf der Abszisse die einzelnen Vorkommen des betreffenden Minerales (Fluorit, Apatit usf.) von magmanahen, höherthermalen bis magmafernen, niedrig hydrothermalen Bildungen geordnet eingezeichnet sind. Die Genauigkeit der Konzentrationswerte für die einzelnen Spurenelemente ist je nach der angewandten Methode recht verschieden. *Ahrens* und *Strock* haben auf Grund exakter Photometrierung ihre Spektralaufnahmen ausgewertet, auch *Oftedal* hat bei einem Teil seiner Bestimmungen diese Methode angewandt. Bei der Mehrzahl seiner Aufnahmen schätzte *Oftedal* die Gehalte visuell, wobei die Werte mit einem Unsicherheitsfaktor von 2 bis 3 verbunden sind. Noch ungenauer sind meine eigenen Angaben betreffend den Gehalt an *Yttrium,* Ytterbium, Mangan und Strontium in Apatiten, die auf Grund visueller Abschätzungen unter Berücksichtigung der Stärke der Kalziumlinien [1] größenordnungsmäßig mit einem Unsicherheitsfaktor von etwa 5 festgelegt wurden. In meiner früheren Arbeit (14) habe ich die Werte zum Teil in der Form eines Gehaltsbereiches (z. B. 0·01—0·1%) angegeben. Von solchen Angaben wurde bei dieser Arbeit immer der Mittelwert (im oben angeführten Beispiel 0·05%, das ist $5 \cdot 10^{-4}$ g/G genommen. Die Werte von *A. Gatterer* stellen ebenfalls größenordnungsmäßige Schätzungen (visuell) dar. Die Werte der fluoreszenzspektrographischen Bestimmungen von *S. Merkader* (Eu, Sm im Kalziumfluorid) sind genauer als die visuellen Schätzungen von *G. Wild* betreffend den Europiumgehalt (auf Grund spektralanalytischer Aufnahmen) im gleichen Grundmaterial, da sie auf Grund von Photometrierung der Fluoreszenzbanden unter besonderen Bedingungen erhalten wurden. Es ist klar, daß bei allen Bestimmungen entsprechende Eichaufnahmen an synthetischen oder genau definierten natürlichen Präparaten zu Grunde liegen. Für die Darstellung des Differentiationsverlaufes in großen Zügen genügen auch die ungenaueren Bestimmungen, da der Kurvenverlauf auch bei dem größeren Unsicherheitsfaktor nicht

[1] Es wurden bei der Schätzung des Gehaltes an Yttrium, Ytterbium und Mangan Eichaufnahmen mit synthetischen Präparaten abgestuften Gehaltes benützt. Da nicht immer vollständig gleiche Aufnahmsbedingungen zu erreichen waren, mußte die Linienintensität der betreffenden Elemente immer unter Berücksichtigung der Intensität der Kalziumlinien verglichen werden.

Für die Schätzung des Strontiumgehaltes dienten als Eichproben zwei Apatite, bei denen der Strontiumgehalt von *W. Noll* (l. c. a. O.) bestimmt worden war.

wesentlich geändert wird. Ich habe mich daher entschlossen, auch die Werte auf Grund visueller Schätzung in die Diagramme aufzunehmen.

Herrn Professor *A. Gatterer* bin ich für die Durchführung zahlreicher Spektralaufnahmen und Schätzungen zu größtem Dank verpflichtet. Herrn Professor Dr. *F. Machatschki*, Herrn Dr. *J. Zemann* und Herrn cand. phil. *E. Schroll* danke ich bestens für wertvolle Anregungen. Letzterem außerdem für seine wertvolle Mithilfe bei der Zeichnung der Diagramme.

Zusammenfassung.

In konsequenter Fortführung der Ideen von *W. Chr. Brögger* über die Parallelität des Verlaufes der Differentiation bei Magmen und Gesteinen (Differentiations- und Kristallisationsfolge) wird versucht, auch in bezug auf verschiedene Bildungen ein und desselben Minerales eine Gesetzmäßigkeit im Differentiationsverlauf der seltenen Elemente, die größtenteils kristallchemisch im Gitter eingelagert sind, aufzuzeigen. Es werden an Hand von Differentiationsdiagrammen bei bestimmten Mineralien: Fluorit, Apatit die mit spektrographischen Methoden bestimmten, eingelagerten Seltenen Erden und beim Apatit auch die Elemente: Mangan und Strontium in ihrer Verteilungsweise innerhalb verschiedener Vorkommen verfolgt und in gleicher Weise bei der Zinkblende die Verteilung von Gallium, Indium, Germanium, Kobalt, Mangan und Quecksilber, sowie bei Feldspaten die Verteilung von Rubidium und Thallium in gesetzmäßiger Abhängigkeit vom Lagerstättentypus aufgezeigt. Es erweist sich dabei eindeutig, daß es bestimmte, im Anschluß an Vorschläge von *V. M. Goldschmidt* und *G. Berg* als „typochemische Leitelemente" zu bezeichnende Stoffe gibt, die in geringsten Spuren in die Mineralien eingehen und deren Differentiationsverlauf zur Beurteilung der Minerogenese wegweisend, in manchen Fällen sogar entscheidend sein kann. Dabei kommen bestimmte Mineralien in Betracht, die wir als Durchläufermineralien in der Lagerstättenkunde kennen, die also an und für sich für physikalisch-chemische Paragenesen von bestimmtem Typus nicht charakteristisch sind, aber durch ihre Spurenelementverteilung wichtiger werden können als die sogenannten typomorphen Mineralien.

Differentiationsdiagramme einzelner Mineralien:

Erläuterung:

In den nachfolgenden vier Diagrammen sind die Bestimmungsstücke (0, 1, 2, 3 u. s. f.) geordnet von hoch- zu tieftemperierter Genesis, auf der Abszisse aufgetragen, während die negative Ordinate die Menge (K)g Spurenelement pro g Mineral im logarithmischen Maßstab anzeigt.

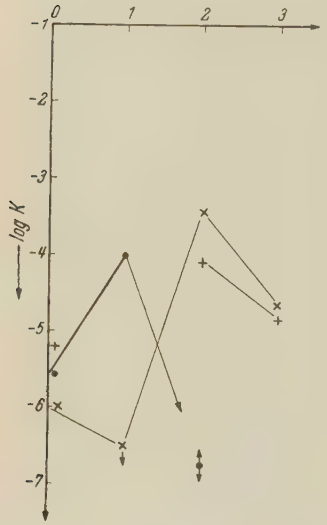


Abb. 1. Differentiation der seltenen Erden in *Fluoriten*.

(Sm (+), Eu (×), Yb (●) — nach fluoreszenzspektrographischen Bestimmungen von *G. Wild* und *S. Merkader*).

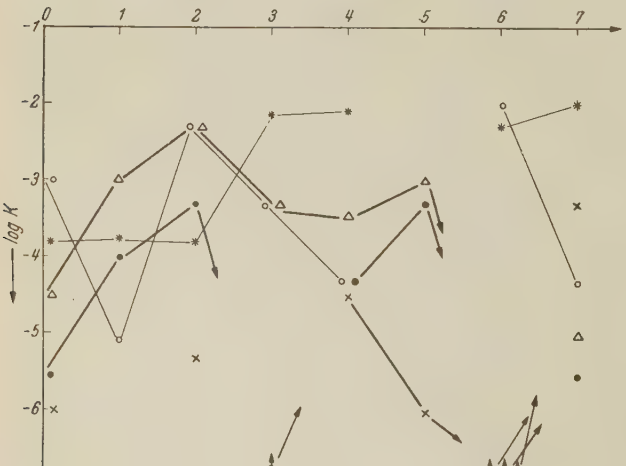
0 Durchschnittsgehalt der Sedimente an Sm, Eu, Yb nach *V. M. Goldschmidt*.
1 Rosa Fluorit (St. Gotthard).
2 Violetter Fluorit (Weardale).
3 Gelblicher Fluorit (Derbyshire).

Die Zahlenwerte (K) zu Abb. 1 (g pro g Mineral) (Fluorite).

	Sm (+)	Eu (×)	Yb (●)
0	$6{,}5 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$2{,}7 \cdot 10^{-6}$
1	—	$< 3 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-4}$
2	$8{,}5 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-4}$	0
3	$1{,}4 \cdot 10^{-5}$	$2{,}5 \cdot 10^{-5}$	—

— nicht bestimmt.
0 unter der Erfassungsgrenze der angewandten Methode.

Abb. 2. Differentiation von Y (△), Yb (●), Eu (×), Sr (✱) und Mn (○) in verschiedenen *Apatit*-vorkommen nach eigenen spektrographischen Bestimmungen und solchen von *A. Gatterer* (Rom) und *A. Kvalheim* (Oslo).



0 Durchschnittsgehalt der Gesteine nach *V. M. Goldschmidt* (1938). (Y, Yb, Eu für Sedimente).

1 Apatit von Oedegarden (Norwegen).

2 Apatit von Mte. Kurokura (Japan).

3 Apatit vom Greiner (Zillertal).

4 Apatit von Jumilla (Spanien.

5 Apatit von Ljosland (Norwegen).

6 Apatit von Epprechtstein (Fichtelgebirge).

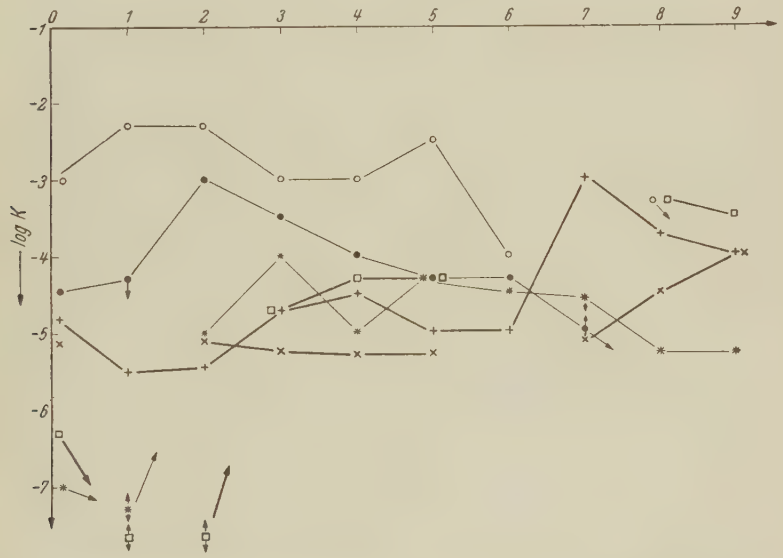
7 Apatit von Prinzenstein bei St. Goar am Rhein.

Zu Abb. 2. (Apatite).

	Y (△)	Yb (●)	Eu (×)	Sr (✱)	Mn (○)
0	$3 \cdot 10^{-5}$	$2{,}7 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$1{,}5 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
1	$\sim 1 \cdot 10^{-3}$	$\sim 1 \cdot 10^{-4}$	—	$1{,}7 \cdot 10^{-4}$	$\sim < 1 \cdot 10^{-5}$
2	$\sim 5 \cdot 10^{-3}$	$\sim 5 \cdot 10^{-4}$	$\sim 5 \cdot 10^{-6}$	$\sim 1{,}5 \cdot 10^{-4}$	$\sim 5 \cdot 10^{-3}$
3	$\sim 5 \cdot 10^{-4}$	0	—	$\sim 7 \cdot 10^{-3}$	$\sim 5 \cdot 10^{-4}$
4	$\sim < 5\ 10^{-4}$	$\sim 5 \cdot 10^{-5}$	$\sim 3 \cdot 10^{-5}$	$\sim 8 \cdot 10^{-3}$	$\sim 5 \cdot 10^{-5}$
5	$\sim 1 \cdot 10^{-3}$	$\sim 5 \cdot 10^{-4}$	$\sim 1 \cdot 10^{-6}$	—	—
6	0	0	0	$\sim 5 \cdot 10^{-3}$	$\sim 1 \cdot 10^{-2}$
7	$\sim 1 \cdot 10^{-5}$	$\sim 3 \cdot 10^{-6}$	$\sim 5 \cdot 10^{-4}$	$\sim 1\ 10^{-2}$	$\sim 5 \cdot 10^{-5}$

Erläuterung: — nicht bestimmt.
0 unter der Erfassungsgrenze der angewandten Methode.
~ Konzentrationen größenordnungsmäßig geschätzt.

Abb. 3. Differentiation von Co(●), Mn(○), In(✱), Ga(+), Ge(×) und Hg(⊓) in verschiedenen *Zinkblende*vorkommen nach spektrographischen Bestimmungen von *I. Oftedal* (1941) und *L. W. Strock* (1944).



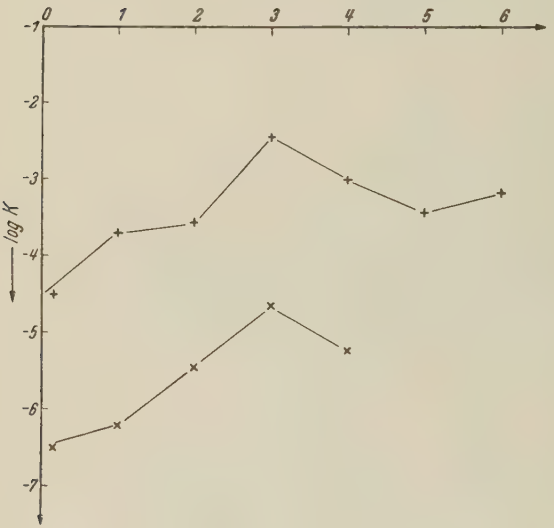
0 Durchschnittsgehalt der Gesteine (bei Ge, Ga, Hg von Sedimentgesteinen) nach *V. M. Goldschmidt* (1938).
1 Durchschnittsgehalt der Zinkblende von Langesundfjord.
2 Durchschnittsgehalt der Zinkblende aus dem Kontaktgebiet von Oslo.
3 Durchschnittsgehalt der Zinkblende aus Quarzgängen des norwegischen Grundgebirges.
4 Durchschnittsgehalt der Zinkblende von Kongsberg.
5 Durchschnittsgehalt der Zinkblende aus Kiesvorkommen des norwegischen Grundgebirges.
6 Schwarze Zinkblende von Ivigtut (Grönland).
7 Zinkblende von Joplin (USA.).
8 Zinkblende von Tsumeb (SW-Afrika).
9 Zinkblende von Zinkholmen (Spitzbergen).

Zahlenwerte (K) zu Abb. 3. (Zinkblende).

Probe	Fe*	Cd*	Co (●)	Mn (○)	In (✱)	Ga (+)	Ge (×)	Hg (□)
0	5	0·00005	$4 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$1{,}5 \cdot 10^{-5}$	$8 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-7}$
1	0·1—5	0·005—0·1	$>5 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-3}$	0	$3 \cdot 10^{-6}$	—	0
2	3—5	0·3	$1 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-6}$	$8 \cdot 10^{-6}$	0
3	6 (bis 10)**	0·5	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$6 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-5}$
4	0·5—10	0·05—3 **	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-5}$
5	5 (bis 10)**	0·1—0·3	$5 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-5}$
6	10	0·3	$5 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	—	—
7	0·4	—	$1 \cdot 10^{-5}$	?	$<4 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$<1 \cdot 10^{-5}$	—
8	<1	1	—	$5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$1{,}5 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-4}$
9	1	0·3	sehr klein	sehr klein	$5 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$

* Gehalte in Gew. ‰; wurde im Diagramm nicht eingetragen.
** Gehalt sehr wechselnd.

Abb. 4. Differentiation von Rb und Tl in *Feldspaten*.
Rb (+) und Tl (×) nach Bestimmungen von *L. H. Ahrens* (1945) und *V. M. Goldschmidt*.
Rb und Tl errechnet aus Rb_2O und Tl_2O.



— nicht bestimmt.

0 Durchschnittsgehalt der Gesteine nach *V. M. Goldschmidt*.
1 Kalifeldspate (10 Proben) aus Syeniten von Palabora, Transvaal.
2 Kalifeldspate (30 Proben) aus alten Graniten, Transvaal.
3 Amazonensteine (15 Proben) aus Pegmatiten von SW-Afrika und USA.
4 Adular von St. Gotthard.
5 Sanidin vom Drachenfels (Trachyt).
6 Kalifeldspat aus dem Granit von Karlsbad.

Zahlenwerte (K) zu Abb. 4. (Feldspate .

	Rb (+)	Tl (×)
0	$3 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-7}$
1	$2 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-7}$
2	$2{,}8 \cdot 10^{-4}$	$3{,}5 \cdot 10^{-6}$
3	$3{,}7 \cdot 10^{-3}$	$2{,}3 \cdot 10^{-5}$
4	$1 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-6}$
5	$4 \cdot 10^{-4}$	—
6	$7 \cdot 10^{-4}$	—

Literatur.

1. *Broegger, W. Chr.*, Die Eruptivgesteine des Kristianagebietes III. Das Ganggefolge des Laurdalits, Christiania 1898. — 2. *Backlund, H. G.*, Om granit och gnejs jordens alder. Kungl. Vetensk. Soc. Arsbok, Uppsala 1946 p. 39—105. Vergl. dazu die zusammenfassende Arbeit von *P. Niggli*, Das Problem der Granitbildung. Schweiz. Min. u. Petr. Mitt. 22 (1942) p. 1—84. — 3. *Becke, Fr.*, Über Zonenstruktur der Krystalle in Erstarrungsgesteinen. Tschermaks Min. u. Petr. Mitt. 17 (1898) S. 97. Vergl. auch *M. Stark*, Geologisch-petrographische Aufnahme der Euganeen. Tschermaks Min. u. Petr. Mitt. 27 (1908) S. 339; ferner

Olivine in Massengesteinen. Zentralbl. f. Mineralogie, 1924, S. 33; außerdem *A. Weich*, Verhältnis von $FeSiO_3$ und $MgSiO_3$ der rhombischen Pyroxene in Erstarrungsgesteinen. Tschermaks Min. u. Petr. Mitt. 32 (1914) S. 423. — 4. *Goldschmidt, V. M.*, Geochemische Verteilungsgesetze der Elemente II. Norske Vid. Selsk. Skrift. Math. naturw. Kl. Oslo 1924, S. 36. — 5. *Haberlandt, H.* u. *A. Köhler*, Lumineszenzuntersuchungen an Feldspaten und anderen Mineralien mit Seltenen Erden. Chemie d. Erde. 13 (1940) 363. — 6. *Goldschmidt V. M.*, Geochemische Verteilungsgesetze d. Elemente IX. Norske Vid. Selsk. Skrift. Math. naturw. Kl. Oslo 1938. — 7. *Vogt, J. H. L.*, Über anchi-monomineralische und anchi-eutektische Eruptivgesteine. Gesell. d. Wissensch. Christiania 1908. — 8. *Niggli, P.*, Gesteins- und Mineralprovinzen. I. Teil. Berlin 1923. — 9. *Goldschmidt, V. M.* u. *L. Thomassen*, Geochemische Verteilungsgesetze der Elemente III. Norske Vid. Selsk. Skrift. Math. naturw. Oslo 1924. — 10. *Haberlandt, H., B. Karlik* u. *K. Przibram*, Zur Fluoreszenz des Fluorits IV. Sitz.-Ber. Akad. d. Wissensch. Wien. II a. 144 (1935) 144. — 11. *Wild, G.*, Spektralanalytische Untersuchungen von Fluoriten. Sitz.-Ber. Akad. d. Wissensch. Wien. II a. 146 (1937) 479. — 11 a. *Merkader, S.*, Quantitative Bestimmung von Europium und Samarium in Fluoriten. Sitz.-Ber. Akad. d. Wissensch. Wien. II a. 148 (1940) 349. — 12. *Bjoerlykke, H.*, The Mineral Paragenesis and Classification of the Granite Pegmatites of Iveland, Setesdal, Southern Norway. Norsk. geol. tidskr. XIV, *1935*, 211. — 13. *Haberlandt, H.*, Über den fluoreszenzanalytisch nachgewiesenen Gehalt an seltenen Erdmetallen und Uran in bestimmten Scheelitvorkommen. Chemie d. Erde. 14 (1941) S. 107. Vergl. dazu die Arbeiten von *M. Servigne*, C. R. hebd. Séanc. Acad. *210* (1940) 440 und *J. K. Marsh*, Journ. Chem. Soc. 1943, p. 577. — 14. *Haberlandt, H.*, Spektralanalytische Untersuchungen und Lumineszenzbeobachtungen an Fluoriten und Apatiten. Sitz.-Ber. Akad. d. Wissensch. Wien. II a (1938) 137. — 15. *Oftedal, I.*, Untersuchungen über die Nebenbestandteile von Erzmineralien norwegischer Zinkblende führender Vorkommen. Norsk. Vid. Skrift. Akad. Oslo. I. Math. Nat. Kl. Nr. 8, 1940, p. 1. — 16. *Strock, L. W.*, Quantitative Spectrographic Determination of minor Elements in Zinc Sulphide Ores. American Inst. of Min. and Metallurg. Eng. Techn. Publ. No. 1866, 1944, p. 1. — 17. *Ahrens, L. H.*, Geochemical Studies on the Rarer Elements in South African Minerals and Rocks No. 2. The Geochemical Relationsship between Thallium and Rubidium in Minerals of Igneous Origin. Trans. of the Geol. Soc. of S. Africa. Vol. XLVIII. 1945, S. 207. — 18. *Goldschmidt, V. M., H. Bauer* u. *H. Witte*, Zur Geochemie d. Alkalimetalle II. Nachr. d. Gesell. d. Wissensch. Göttingen, Fachgr. IV/1. Nr. 4 (1934) p. 39.

Aus dem Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Graz.

Über Artinit von Kraubath (Steiermark).

Von

Haymo Heritsch.

Mit 6 Textabbildungen.

(Eingelangt am 26. Jänner 1948.)

Inhalt: Vom Kraubather Artinit werden eine vollständige Kristallographie sowie die optische Orientierung mitgeteilt. Außerdem werden sämtliche röntgenographischen Daten zusammengefaßt. Auf das Auftreten von Schmierlinien, die vermutlich durch ein eindimensionales Gitter hervorgerufen werden, wird hingewiesen.

Nach einigen Jahren der Unterbrechung war es mir möglich, die Arbeit an Artinit (1, 2) wieder aufzunehmen. Einige Ergebnisse seien im folgenden mitgeteilt. Das Material für die Untersuchungen war Artinit von Kraubath (Steiermark). Artinit dieses Fundpunktes wurde von *H. Meixner* (3) erstmalig beschrieben.

Kristallographie des Artinites.

Ausgesuchte Nadeln des Artinites haben eine Dicke von einigen Hundertstel bis etwa ein Zehntel Millimeter bei einer Längserstrekkung von etwa 5 bis 10 Millimetern. Kristallflächen in der Zone der Nadelachse haben schon *H. Meixner* veranlaßt, Artinite von Kraubath zu vermessen. Seine Meßergebnisse wurden später von *F. Machatschki* und mir (1, 2) im Sinne der röntgenographisch gefundenen Konstanten gedeutet. Doch ergaben diese Versuche keine befriedigenden, mindestens nicht bestätigte Resultate.

Der Anlaß, dieses Problem erneut anzugehen, war, daß es bei genauerer Sichtung des vorliegenden Materiales (teilweise aus eigenen Aufsammlungen, teilweise aus Stücken des Min.-petr. Inst.

Graz) gelang, eine größere Anzahl von Kristallnadeln zu finden, die eine deutliche Begrenzung der Nadeln an dem freiwachsenden Ende durch Kristallflächen aufweisen.

Solche Nadeln wurden schon früher von *H. Meixner* bzw. von mir als große Seltenheiten gefunden, lieferten aber keine brauchbaren Meßergebnisse, weil die Kopfflächen — zum Unterschied von den gut reflektierenden Flächen der Nadelzone — höchstens Schimmerbestimmungen zuließen.

Die Festlegung der kristallographischen Gestalt des Artinites machten verschiedene Maßnahmen notwendig. Einmal wurden die Nadeln mit Kopfflächen ausgesucht und dabei auch streng darauf gesehen, daß nicht subparallel verwachsene Aggregate vorlagen. Auch solche ausgesuchte Nadeln lieferten nur gelegentlich deutbare Meßergebnisse. Es standen zur Messung ein schwach vergrößerndes Fuesssches einkreisiges, bzw. ein ebenfalls nur schwach vergrößerndes Leisssches zweikreisiges Goniometer zur Verfügung. Daher lag die Annahme nahe, daß die gut durchsichtigen Nadeln auch Reflexe durch den Kristall hindurch von Flächen der Rückseite liefern, die infolge der verzerrten Gestalt und Prismenwirkung unkontrollierbare Reflexe hervorrufen. Diese konnten in der Weise ausgeschaltet werden, daß eine stark vergrößernde Linsenkombination in das Leisssche Goniometer eingebaut wurde, die die Herkunft jedes Reflexes zu erkennen ermöglichte, und daß außerdem der Kristall mit einem Binokularmikroskop (Reichert) während der Messung beobachtet wurde. Die nun gefundenen Reflexe gaben dann an einem Kristall immer in sich deutbare und an anderen Kristallen reproduzierbare Ergebnisse. Die Kopfflächen aber ließen in den meisten Fällen nur Schimmerbestimmungen zu.

Eine Parallelisierung der so gefundenen Werte mit den Röntgendaten (1, 2) konnte durch folgendes Verfahren erreicht werden. Zunächst wurden Laue-Serienaufnahmen von einer Artinitnadel hergestellt in der Weise, daß die Artinitnadel senkrecht zu ihrer Längserstreckung (Y) durchstrahlt wurde. Nach jeder Aufnahme wurde die Artinitnadel um 10^0 um ihre Achse der Längserstreckung (Y) für die nächste Aufnahme gedreht. So wurden in der Serie (17 Aufnahmen) die Richtungen normal zu [010] durchstrahlt und durch verbesserte Einstellung leicht die Durchstrahlungsrichtungen parallel zu X und parallel zu Z gefunden.

Aus den röntgenographisch bestimmten Konstanten (2) konnte die gnomonische Projektion senkrecht auf [100] und [001] berechnet werden und damit die Richtung der Durchstrahlung ein-

deutig in bezug auf die vermessenen Winkel der untersuchten Nadel bestimmt werden.

Ein Laue-Bild mit gut erkennbaren Laue-Kreisen lieferte auch die Durchstrahlungsrichtung parallel [102] für die ebenfalls die gnomonische Projektion senkrecht [102] berechnet wurde und somit eine wünschenswerte Kontrolle abgab.

Winkeltabelle des Artinites.

$a = 5{,}305$	$\log a = = 0{,}7247$	$\log a_0 = = 0{,}4293$	$\log p_0 = = 0{,}5707-1$	$a_0 = 2{,}687$	$p_0 = 0{,}3721$
$c = 1{,}974$	$\log c = = 0.2954$	$\log c_0 = = 0{,}7045-1$	$\log q_0 = = 0{,}2891$	$c_0 = 0{,}506$	$q_0 = 1{,}946$
$\mu = 80°15$	$\log h = = 0{,}9937-1$	$\log e = = 0{,}2288-1$	$\log \frac{p_0}{q_0} = = 0{,}2816-1$	$h = 0{,}985$	$e = 0{,}169$

	Symbol	Miller	φ	ρ	ξ_0	η_0	ξ	η	x'	y'	d'
c	0	001	90°00'	9°45'	9°45'	0°00'	9°45'	0°00'	0,1718	0	0,1718
a	$\infty 0$	100	90°00'	90°00'	90°00'	0°00'	90°00'	0°00'	∞	0	∞
p	$0\frac{1}{3}$	013	14°38'	34°14'	9°45'	33°21'	8°10'	32°58'	0,1718	0,6582	0,6802
l	+10	101	90°00'	28°47'	28°47'	0°00'	28°47'	0°00'	0,5494	0	0,5494
m	+20	201	90°00'	42°50'	42°50'	0°00'	42°50'	0°00'	0,9271	0	0,9271
n	$-\frac{1}{2}0$	$\bar{1}02$	-90°00'	0°58'	-0°58'	0°00'	-0°58'	0°00'	-0,0169	0	0,0169
e	−20	201	-90°00'	30°16'	-30°16'	0°00'	-30°16'	0°00'	-0,5834	0	0,5834
d	−30	301	-90°00'	43°52'	-43°52'	0°00'	-43°52'	0°00'	-0,9610	0	0,9610
o	+1	111	15°33'	63°59'	28°47'	63°08'	13°56'	59°59'	0,5494	1,9745	2,0496

Nun konnte eine größere Anzahl von Kristallnadeln kristallographisch — unter denselben Vorsichtsmaßregeln — vermessen und indiziert werden. Als Kontrolle dienten Laue-Aufnahmen, in dem auf dem Goniometer eine bestimmte Zonenachse, entweder [100] oder [001], eingestellt wurde, die dann bei der Laue-Aufnahme durchstrahlt, das entsprechende Laue-Diagramm lieferte. Die Kontrolle, an etwa 8—10 Kristallnadeln durchgeführt, gab die Bestätigung der kristallographisch gewonnenen Indizierung. Die Übertragung vom Goniometer zur Laue-Kamera geschah mit Hilfe eines

Zwischenstückes mit Teilkreis, das für diesen Zweck angefertigt worden war. Die Ergebnisse waren in allen Fällen eindeutig. Damit kann eine Tabelle über alle gefundenen Flächen aufgestellt werden, wobei die Winkel nach den von mir (2) angegebenen Röntgendaten gerechnet sind. Die Form entspricht den Tabellen *V. Goldschmidts* in seinen Winkeltabellen (4).

Da die Kristalle in Nadeln gestreckt nach Y auftreten, ist eine Tabelle, die diese Form berücksichtigt, also mit senkrechter Zonenachse [010] im folgenden angegeben:

Winkeltabelle des Artinites mit 010 in senkrechter Zonenachse.

	Symbol	Miller	φ''	ρ''
c	0	001	80°15′	90°00′
a	$\infty 0$	100	0°00′	90°00′
p	$0\frac{1}{3}$	013	80°15′	57°02′
l	$+10$	101	61°13′	90°00′
m	$+20$	201	47°10′	90°00′
n	$-\frac{1}{2}0$	$\bar{1}02$	90°58′	90°00′
e	-20	$\bar{2}01$	120°16′	90°00′
d	-30	$\bar{3}01$	133°52′	90°00′
o	$+1$	111	61°13′	30°01′

Die Bezeichnung φ'' bzw. ρ'' ist für die Wälzung nach *Goldschmidt* (4) gewählt, d. h. φ'' und ρ'' sind die Koordinaten für [010] als senkrechter Zonenachse.

Zu den einzelnen Flächen und zur Genauigkeit der Messung ist folgendes zu bemerken. Die Flächen der Zone [010] sind in der Regel gut reflektierend und geben auch helle Signale. Die Winkelmessungen sind aber nicht allzu genau, weil ebenfalls in den meisten Fällen die Signale eine Verlängerung in der Zone [010] zeigen. *C. S. Hurlbut* jun. (5) hat in einer Arbeit, die mir auf Grund der zur Zeit herrschenden Verhältnisse erst gegen Ende meiner Bearbeitung bekannt wurde, auf Grund von Goniometermessungen an den von ihm als sicher bestimmten Flächen (100) und (001) Schwankungen von 80° 56′ bis 81° 11′ mit Mittel bei 81° 04′ festgestellt. Er wies darauf hin, daß das mit meinem röntgenographisch bestimmten Wert von 80° 15′ nicht gut übereinstimmt. An dem von mir ausgesuchten und in der Indizierung durch Laue-Aufnahmen kontrol-

lierten Material konnten folgende Schwankungen und Mittel der einzelnen Flächen gefunden werden, die in einer Tabelle zusammengestellt und mit Hilfe von φ'' bzw. ρ'' Werten festgehalten sind.

	Index	φ''	ρ''	Schwankung φ''	Schwankung ρ''	
c	001	80°46'		78°52' — 84°00'		24 Messungen
m	201	46°47'		42°41' — 52°40'		11 »
e	$\bar{2}01$	121°13'		118°25' — 124°18'		21 »
n	$\bar{1}02$	92°12'		90°00' — 94°00'		4 »
p	013	76°10'	58°40'	76°10'	58°40'	2 » und 3 nicht berücksichtigte Schimmerbestimmungen
o	111	64°	34°	57° — 69°	28° — 37°	13 Schimmerbestimmungen

Die großen Schwankungen in den Messungen sind durch die Verlängerung der Signale bedingt. Die Verlängerung kann so weit gehen, daß gelegentlich zwei Flächen durch einen kontinuierlichen Schimmer miteinander verbunden sind, die Flächen also vizinal ineinander übergehen. In solchen kontinuierlichen Übergängen konnten je zweimal etwas verbreiterte Stellen als selbständige Flächen aufgefaßt und mit den Indizes (101) l bzw. ($\bar{3}01$) d gedeutet werden. In der Mittelbildung sind diese Flächen nicht aufgenommen. Gegenüber den anderen Flächen haben sie den Wert von fraglichen Flächen. Die Kopffläche p (013) konnte an einem Kristall mit Signalen vermessen werden. Für beide Flächen ergab sich der idente φ'' bzw. ρ'' Wert. An anderen Kristallen konnte dieselbe Fläche durch Schimmerbestimmungen bestätigt werden. Daß tatsächlich die Fläche p (013) gesichert ist, beweist eine Drehkristallaufnahme dieses Kristalles um die Zone [100], die mit Hilfe der Signale liefernden Flächen (001)—(013)—($0\bar{1}3$)—(001) eine Justierung zuließ. Die Auswertung dieser Drehkristallaufnahme ist weiter unten gegeben.

Am Kopf erscheint sehr häufig die Fläche o (111), jedoch liefert sie nur Schimmerreflexe und keine Signale. In 13 Fällen konnte die Fläche beobachtet werden und die Zuordnung des Index (111) erfolgte damit, daß der Schwerpunkt der vermessenen hellsten Schimmer etwa an die Stelle fällt, an der (111) auftritt. Die Werte sind nur für ganze Grade angegeben, da keine größere Genauigkeit dabei zu erreichen ist. Ich möchte trotz der Schimmerbestimmung und trotz der großen Schwankung der Meßwerte die Fläche als ge-

sichert ansehen, da auch Flächen, die in ihrer Lage eindeutig durch die Kontrolle mit Laue-Aufnahmen festgelegt sind und die auch Signale liefern, Abweichungen in den gemessenen Werten aufweisen, die von der selben Größenordnung sind.

Mithin sind zusammenfassend die Flächen: c (001), a (100), m (201), n ($\bar{1}02$), e ($\bar{2}01$), p (013) und o (111) als gesichert, dagegen d (301) und l (101) als fraglich zu bezeichnen.

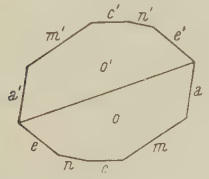


Abb. 1a

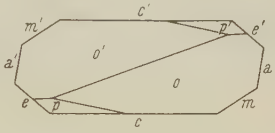


Abb. 2a

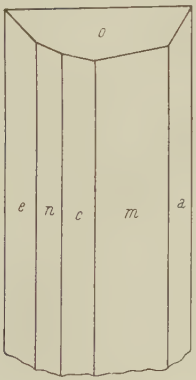


Abb. 1b

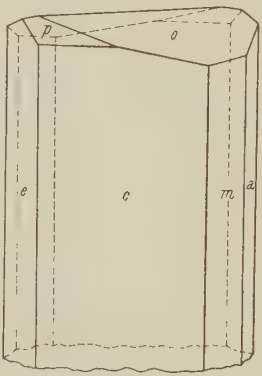


Abb. 2b

Artinit-Kristalle von Kraubath. Abb. 1. Nadelig säuliger Typus. Abb. 2. Nadelig plattiger Typus

Der Habitus aller Kristalle ist ausgesprochen nadelig. Es konnten jedoch einige nur leicht verschiedene Typen beobachtet werden.

1. Nadelig säuliger Typus, Abb. 1. Er ist charakterisiert durch die Tatsache, daß die Flächen der Zone [010] mit ungefähr gleicher Zentraldistanz entwickelt sind, so daß der Querschnitt ein etwa isometrisches Vieleck darstellt. Die Flächen c (001), a (100), m (201), e ($\bar{2}01$) sind im Gleichgewicht entwickelt. Gelegentlich tritt noch n ($\bar{1}02$) hinzu. Der Kopf wird von der Fläche o (111) gebildet.

2. Nadelig plattiger Typus. a) Abb. 2 und 3. Hier ist die Nadelform deutlich plattig durch das vergrößerte Auftreten von c (001), während die andern beteiligten Flächen m (201), a (100), e ($\bar{2}01$) und gelegentlich n ($\bar{1}02$) wesentlich kleiner sind. Die Ausbildung des Kopfes kann verschieden sein. In Typen wie Abb. 2, ist er vor-

wiegend durch o (111) gebildet. Allerdings ist p (013) gelegentlich auch am Kopf beteiligt aber dann bedeutend kleiner ankombiniert. In anderen Typen, wie Abb. 3 ist p (013) die einzige Kopffläche. Es ist aber auch möglich, daß neben dem vorherrschenden (013) die Fläche o (111) klein entwickelt ist. Dieser Typus wurde nicht gezeichnet.

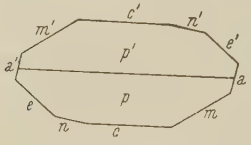


Abb 3a

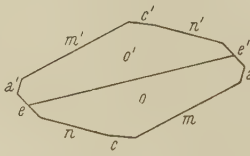


Abb. 4a

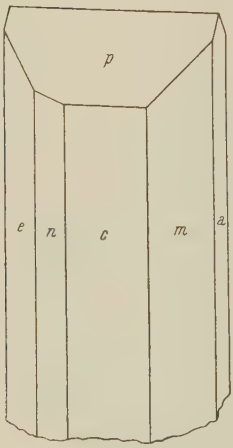


Abb. 3b

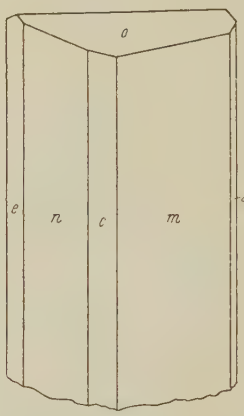


Abb. 4b

Artinit-Kristalle von Kraubath. Abb. 3 und 4. Nadelig plattiger Typus.

b) Abb. 4. Die plattige Gestalt dieses Typus wird durch das Vorherrschen zweier Flächen, nämlich m ($\bar{2}01$) und n ($\bar{1}02$), hervorgerufen. Dieser Typus war nur an einem einzigen Kristall zu beobachten und hatte als Kopf o (111) entwickelt.

An Spaltungen stellte *C. S. Hurlbut* (5) am Material von Luning eine nach a (100) fest, die als ausgezeichnet beschrieben wird, und eine nach c (001), die nur um Geringeres weniger gut ist.

Am Kraubather Artinit konnte ich ebenfalls eine ausgezeichnete Spaltung nach a (100) finden. Sie ist so gut, daß sie schon bei ganz geringem Druck auf die Kristallnadeln betätigt werden kann. An vielen gemessenen Kristallen war das ganz deutlich zu sehen. Eine Spaltung nach c (001) konnte am Kraubather Material nicht bestätigt werden, obwohl ich, nachdem mir die Arbeit *Hurlbuts* zu-

gänglich geworden war, danach suchte. Für die Feststellung der optischen Orientierung stellte ich nach vielen erfolglosen Bemühungen auch Schliffe von Nadeln quer zur Längsstreckung her, die einen guten Einblick in die Verhältnisse der Spaltung gaben. Ein solcher Querschliff ist in der Photographie (Abb. 5) dargestellt. Daran ist die ausgezeichnete Spaltung nach a (100) zu sehen, sowie auch eine deutlich schlechtere Spaltung nach m ($20\bar{1}$).

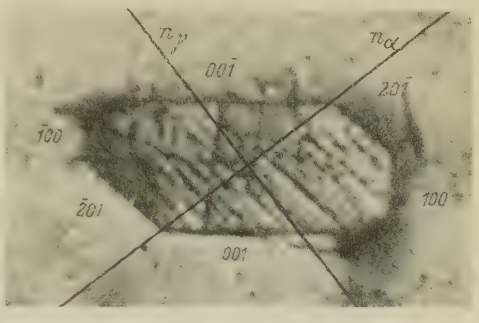


Abb. 5. Mikrophotographie einer quer zu Y geschliffenen Artinitnadel. Gewöhnliches Licht. Eingetragen sind die Indizes der Flächen der Prismenzone und die Lage der Schwingungsrichtungen.

Optische Orientierung des Artinites.

Vermessung von optischen Konstanten des Artinites von Kraubath brachte bereits *H. Meixner* (3). Seine Ergebnisse sind im Vergleich mit *Hurlbuts* Werten (5), folgende:

Meixner (Kraubath)	Hurlbut (Luning)
$n_{\alpha'} = 1{,}488 - 1{,}489$	$n_\alpha = 1{,}488$
$n_\beta = 1{,}532$	$n_\beta = 1{,}534$
$n_{\gamma'} = 1{,}549$	$n_\gamma = 1{,}556$
Negativ, $2\,V = 69^0\,42' — 70^0\,12'$	Negativ, $2\,V = 60^0$

Die Werte stimmen recht gut überein und wurden für den Kraubather Artinit von mir daher im Verlaufe dieser Arbeit nicht kontrolliert, um so mehr als ich mich bei Einbettungen, die bei der Bestimmung der optischen Orientierung notwendig waren, von der Richtigkeit nebenbei überzeugen konnte.

Noch bevor mir *C. S. Hurlbuts* (5) Arbeit bekannt war, hatte ich versucht, die optische Orientierung am Artinit zu bestimmen. Dabei schlug ich folgenden Weg ein. Plattige Artinite, die kristallographisch vermessen und durch Laue-Aufnahmen in der Indizierung kontrolliert waren, wurden in Canada-Balsam so montiert, daß ihre Flächen c (001) parallel zum Objektträger standen. Dann erfolgte die Vermessung der Kristallnadel am U-Tisch. Das Resultat war eine Orientierung wie sie in Abb. 6 dargestellt ist. In einigen zweifelhaften Stellen vermutete ich, daß beim Einbetten c (001) nicht parallel zum Objektträger gekommen war.

Diese Orientierung stimmt nun, wie ich nach Erhalt der Arbeit *Hurlbuts* (5) feststellen konnte, nicht mit den Ergebnissen am Material von Luning überein. Am Kraubather Artinit liegt n_γ im

stumpfen Flächenwinkel von a (100) und c (001) und n_α im spitzen Flächenwinkel von a (100) und c' ($00\bar{1}$). Im Artinit von Luning dagegen umgekehrt: n_α im stumpfen Flächenwinkel von a (100) und c (001) ferner n_γ im spitzen Flächenwinkel von a (100) und c' ($00\bar{1}$).

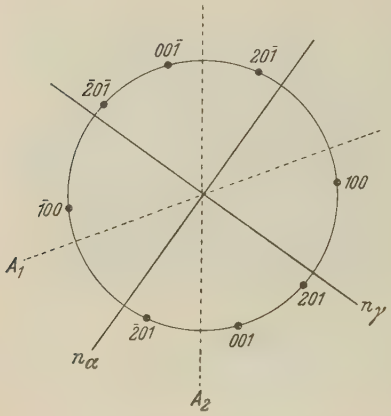


Abb. 6. Optische Orientierung des Artinites von Kraubath. Projektionsebene normal zu Y.

Nun hängt die von mir zuerst durchgeführte Vermessung am U-Tisch davon ab, ob es gelingt die Artinitnadel mit der Fläche c (001) parallel zum Objektträger zu bekommen und, wenn das als gelungen angenommen wird, ob es möglich ist, die Spaltung nach a (100) genügend genau einzustellen, also zu entscheiden, wo der spitze Winkel zwischen c (001) und der Spaltung nach a (100) liegt. Bei der geringen Dicke der plattigen Nadeln gerade in dieser Richtung (etwa senkrecht zur plattigen Entwicklung) erscheinen Einstellungsfehler nicht ausgeschlossen. Daher wendete ich zur Bestimmung der optischen Orientierung noch andere Verfahren an.

Die Austritte der optischen Achsen, bei der Orientierung, wie ich sie für Kraubather Artinit fand, und auch bei der Orientierung wie sie *C. S. Hurlbut* angibt sind so, daß die Achsenaustritte in der Nähe der Flächenpole für c (001) und a (100) liegen. Das ermöglicht die Vermessung eines Kristalles unter dem Goniometer bei gleichzeitiger Beobachtung der Optik im Mikroskop, das als Konoskop hergerichtet ist. Der Horizontalkreis des Leissschen Goniometers wurde vertikal gestellt und eine Artinitnadel vermessen. Diese Nadel steht dann horizontal. Von einem Leitzschen Mikroskop läßt sich der Tisch abmontieren, so daß die horizontal gestellte Nadel, die im Goniometer montiert bleibt nun im Konoskop betrachtet werden kann. Die Achsenaustritte lassen sich dann leicht einstellen und mit dem Kompensator der Charakter des Austrittes bestimmen. Für genaue Messungen des Achsenwinkels oder für genaue Orientierungsangaben ist diese Einrichtung natürlich unbrauchbar, weil die Erscheinungen in Luft beobachtet werden, und somit Prismenwirkung eintritt. Aber es läßt sich feststellen, ob n_α zwischen (100) und (001) oder zwischen (100) und (001) liegt. Das Ergebnis war in allen Fällen eindeutig: n_α liegt beim Kraubather Artinit zwischen (100) und ($00\bar{1}$).

Als weitere Bestätigung dieser Orientierung versuchte ich Nadeln von Artinit quer zu schneiden, was nach langwierigen Versuchen auch gelang. Dazu wählte ich nach c (001) plattige Nadeln, die mit dem Kopf nach unten in Canadabalsam mit Brechungsquotienten 1·540 eingebettet und dann abgeschliffen wurden. Dadurch ist ein Brechungsquotient des Artinites kleiner und der andere Brechungsquotient des Artinites größer als das Einbettungmaterial. Damit ist die Auslöschungsschiefe und die Orientierung eindeutig bestimmbar. Außerdem gelang es mir trotz der hohen Doppelbrechung eine Nadel so dünn abzuschleifen, daß mit dem Berek-Kompensator oder mit dem Quarzkeil der größere und der kleinere Brechungsquotient durch Interferenzfarben bestimmbar waren. Das Ergebnis ist überall dasselbe: n_α im spitzen Flächenwinkel zwischen a (100) und c′ $(00\bar{1})$ wie in der Abb. 6 dargestellt. Außerdem ist in der Photographie in der Abb. 5 die Auslöschung im Bezug auf die kristallographische Orientierung eines Querschliffes eingetragen.

Natürlich läßt sich an diesen Schliffen die Auslöschungsschiefe recht genau bestimmen. An fünf Querschliffen ergab sich

[001] zu $n_{g,} = 42^0, 50^0, 50^0, 52^0, 45^0$ im Mittel also 48^0.

Eine Messung der Doppelbrechung $n_\gamma - n_\alpha$ war nicht möglich, weil die Kristalle zwar an der oberen Schlifffläche von einer Ebene normal zur Nadelachse begrenzt sind, aber, wie oben geschildert an der Unterseite von geneigten Kopfflächen abgeschlossen sind. Daher tritt die Kompensation immer nur an einer bestimmten Stelle des Kristalles ein, dessen Dicke für diese Stelle nicht bekannt ist.

Röntgendaten über Artinit.

Da die kristallographische Gestalt des Artinites nun bestimmt ist, scheint es auch zweckmäßig, die röntgenographischen Angaben konform mit der gewählten kristallographischen Aufstellung und in Übereinstimmung mit der üblichen Aufstellung monokliner Zellen zu geben. In meiner Arbeit (1) war für die Indizierung ein Winkel β mit $80^0\ 15'$ gewählt worden, d. h. der Ursprung der monoklinen Zelle war die Ecke mit dem spitzen Winkel. Üblicherweise wird aber die Ecke mit dem stumpfen Winkel als Ursprungspunkt gewählt. Dadurch verwandelt sich die Indizes meiner Arbeit (1) folgendermaßen: $hkl \rightarrow \bar{h}kl$.

Außerdem ist die Zahl der Aufnahmen und damit die Zahl der beobachteten Reflexe bedeutend vermehrt worden.

Drehkristallaufnahmen um [010]. Mit Kupferstrahlung ist bei senkrechtem Einfall des Primärstrahles nur der Äquator und die erste Schichtlinie zu erhalten ($b = 3{\cdot}14$ Å).

Artinit, Drehkristallaufnahme um [010].
Äquatorlinie. Kupferstrahlung.

Int.	2ϑ	$\sin^2\vartheta$ gef.	h k l	$\sin^2\vartheta$ ber.	Int. Weiss.-A.
10	16,7	0,0210	$20\bar{1}$	0,0206	ststst
1	19,5	0,0288	201	0,0280	s
5	21,8	0,0358	400	0,0352	st+
12	24,2	0,0439	$40\bar{1}$	0,0430	ststst
4	28,0	0,0585	401	0,0590	st
7	29,2	0,0635	002 $20\bar{2}$	0,0632 0,0640	s stst
11	32,7	0,0794	600 202	0,0792 0,0800	st+ stst
9	33,6	0,0835	$40\bar{2}$ $60\bar{1}$	0,0824 0,0830	stst s
5	38,0	0,1060	601	0,1070	st
6	39,3	0,1132	402	0,1144	st
3	40,5	0,1192	$60\bar{2}$	0,1184	st—
7	44,1	0,1409	$20\bar{3}$ $80\bar{1}$ 800 003	0,1389 0,1407 0,1409 0,1421	s s ss stst+
10	47,3	0,1612	203	0,1629	ststst
5	49,3	0,1739	$80\bar{2}$ 801	0,1721 0,1727	st s
1	51,4	0,1879	$60\bar{3}$	0,1853	sss
2	53,3	0,2012	403	0,2013	ss
7	55,6	0,2173	$10.0.\bar{1}$	0,2159	st+
4	57,8	0,2336	802	0,2361	s+
7 diff.	59,6	0,2470	$10\,0\,\bar{2}$ $20\bar{4}$	0,2432 0,2458	st+ s+
1	60,5	0,2550	$00\bar{4}$ $40\bar{4}$ 603	0,2530 0,2562 0,2573	s— ss s—
1	64,5	0,2847	$60\bar{4}$	0,2842	ss
1	67,0	0,3044	$10.0.\bar{3}$	0,3023	ss
2	68,0	0,3108	12.0.1	0,3088	s
2	69,2	0,3225	404 10.0.2	0,3202 0,3232	sss s
7 diff.	70,7	0,3347	$80\bar{4}$ $12.0.\bar{2}$	0,3299 0,3322	st+ st
9	73,3	0,3563	12.0.1	0,3568	stst

Artinit, Drehkristallaufnahme um [010].
1. Schichtlinie, Kupferstrahlung.

	ϑ	$\sin^2\vartheta$ gef.	h k l	$\sin^2\vartheta$ ber.	Int. Weiss.-A.
5	15°59'	0,0750	$11\bar{1}$	0,0760	stst
10	16°27'	0,0802	310 111	0,0798 0,0800	ststst st+
0,5	17°28'	0,0901	$31\bar{1}$	0,0896	s
1	18°32'	0,1010	311	0,1016	st—
8	19°48'	0,1147	510	0,1150	ststst
10	20°23'	0,1214	$51\bar{1}$ 112	0,1208 0,1214	ststst st
2	21°15'	0,1314	112 312	0,1294 0,1310	sss s
3	21°56'	0,1395	511	0,1408	stst—
1	23°28'	0,1586	312 $51\bar{2}$	0,1550 0,1582	ss st—
10	24°20'	0,1697	710 $71\bar{1}$	0,1680 0,1698	ss ststst
8	26°13'	0,1951	711 512 $11\bar{3}$	0,1978 0,1982 0,1983	stst stst st+
8	26°44'	0,2033	$71\bar{2}$ $31\bar{3}$	0,2032 0,2039	stst ststst
1	27°5'	0,2073	113	0,2103	st
0,5	28°26'	0,2267	513	0,2271	s
1	29°3'	0,2357	910 313	0,2381 0,2399	ss s
8	30°14'	0,2535	712	0,2592	stst
6	31°10'	0,2679	$91\bar{2}$ $71\bar{3}$ 911	0,2653 0,2681 0,2719	st s st+
6	32°6'	0,2824	513	0,2871	stst
1	33°36'	0,3062	$11\bar{4}$ $31\bar{4}$	0,3072 0,3088	s st—
1	34°21'	0,3184	114	0,3232	st—
6	34°48'	0,3257	$51\bar{4}$, $91\bar{3}$	0,3280	ststst
5	35°12'	0,3323	912	0,3373	st+

Int.	ϑ	$\sin^2\vartheta$ gef.	h k l	$\sin^2\vartheta$ ber.	Int. Weiss.-A.
3	36°5′	0,3470	$11.1.\bar{2}$	0,3452	st—
			713	0,3521	s
3	37°4′	0,3634	11.1.1	0,3638	st—
			$71\bar{4}$	0,3650	s+
1	40°52′	0,4282	11.1.2, 913	0,4332	s+
1	41°38′	0,4413	$11\bar{5}$	0,4472	s+
1	42°26′	0,4552	$51\bar{5}$	0,4600	st—
0,5	43°12′	0,4686	13.1.1	0,4738	s
0,5	44°34′	0,4924	$11.1.\bar{4}$	0,4910	ss
			$7.1.\bar{5}$	0,4930	s
1	44°57′	0,4991	$13.1.\bar{3}$	0,4961	st—
			315	0,5048	ss
1	47°18′	0,5401	$15.1,\bar{1}$	0,5408	s
2	47°57′	0,5496	$91\bar{5}$	0,5431	st—
1	48°23′	0,5590	$15.1.\bar{2}$	0,5582	s+
			914	0,5631	st
1	50°25′	0,5940	15.1.1	0,6008	st—
1	51°13′	0,6077	$11.1.\bar{5}$	0,6110	s+
			$31\bar{6}$	0,6128	s+
2	51°48′	0,6176	$11\bar{6}$	0,6192	st

Die zweite Schichtlinie ist zu bekommen, wenn man den Primärstrahl schief zur Rotationsachse einfallen läßt. Als Winkel des Einfalles verwendete ich $\rho_s = 59^0\,40'$ (Polhöhe des Primärstrahles, Symbolik nach Halla (6) Seite 91). Da mir eine Drehkristallkamera mit verstellbarem ρ_s nicht zur Verfügung stand, mußte die Blende in einem schief angebohrten Metallzylinder montiert und in das ursprüngliche Blendenloch eingeführt werden. Daß also das verwendete ρ_s nicht genau mit dem Winkel für eine Pseudoäquatoraufnahme übereinstimmt, hat diesen apparativen Grund.

Artinit. Drehkristallaufnahme um [010].
2. Schichtlinie. Kupferstrahlung.

Int.	ϑ	$\sin^2\vartheta$ gef.	h k l	$\sin^2\vartheta$ ber.
ststst	29°56'	0,249	220	0,249
st	30°21'	0,255	021	0,256
ststst	30°41'	0,261	$22\bar{1}$	0,261
s	31°08'	0,267	221	0,269
st	31°35'	0,274	420	0,275
stst	32°06'	0,282	$42\bar{1}$	0,283
ss	33°01'	0,297	421	0,299
s	33°22'	0,302	$\{022$ $22\bar{2}$	0,303 0,304
stst	34°16'	0,316	$\{620$ 222	0,319 0,320
s	34°17'	0,317	$\{42\bar{2}$ $62\bar{1}$	0,322 0,323
st	36°27'	0,353	$\{621$ 422	0,349 0,354
s	36°41'	0,357	$62\bar{2}$	0,358
stst	37°51'	0,376	$\{22\bar{3}$ $82\bar{1}$ 820 023	0,379 0,380 0,381 0,383
stst	38°58'	0,395	$\{42\bar{3}$ 223 622	0,394 0,403 0,406
s	39°43'	0,408	$\{82\bar{2}$ 821	0,412 0,412
stst	42°13'	0,451	$\{10.2.\bar{1}$ 10.2.0	0,455 0,460
stst	44°01'	0,483	$\{82\bar{3}$ 822	0,475 0,476
stst	44°15'	0,487	$\{10.2.\bar{2}$ $22\bar{4}$	0,483 0,486
s ?	47°33'	0,544	$10.2.\bar{3}$	0,542
s +	47°56'	0,551	$12.2.\bar{1}$	0,548
s +	48°34'	0,562	$\{424$ 10.2.2	0,560 0,563
stst	48°57'	0,568	$\{10.2.\bar{2}$ $82\bar{4}$ 823	0,572 0,570 0,571
stst	50°10'	0,590	12.2.1	0,596

Um die 3. Schichtlinie zu bekommen, wurde dasselbe Verfahren angewendet, dieses Mal aber mit einem $\rho_s = 42^0\,30'$.

Artinit, Drehkristallaufnahme um [010]
3. Schichtlinie, Kupferstrahlung.

Int.	ϑ	$\sin^2\vartheta$ gef.	h k l	$\sin^2\vartheta$ ber.
ststst	47°35'	0,545	130	0,542
st —	48°13'	0,556	$13\bar{1}$	0,556
st +	48°25'	0,559	330	0,560
			131	0,560
s	49°37'	0,580	331	0,582
st +	50°24'	0,594	530	0,595
ststst	50°47'	0,600	$53\bar{1}$	0,601
			$13\bar{2}$	0,601
s +	53°37'	0,648	730	0,648
			731	0,649
s +	55°02'	0,671	731	0,677
			$53\bar{2}$	0,678
			$13\bar{3}$	0,679
st +	55°33'	0,680	$73\bar{2}$	0,683
			$33\bar{3}$	0,684
s —	56°59'	0,703	$53\bar{3}$	0,707
s —	57°33'	0,712	930	0,718
			333	0,720
st —	58°46'	0,731	732	0,739
s +	59°35'	0,743	$93\bar{2}$	0,745
			$73\bar{3}$	0,748
			931	0,751
ss	60°24'	0,756	533	0,767
st —	61°56'	0,779	$13\bar{4}$	0,788
			$33\bar{4}$	0,789

Die Reflexe der Weißenberg-Aufnahmen bei Drehung um [010] und Kupferstrahlung sind für den Äquator und 1. Schichtungslinie in der folgenden Tabelle zusammengestellt.

Artinit um [010] Weißenberg-Äquatoraufnahme Kupferstrahlung.

200 ststst, 400 st +, 600 st +, 800ss, 10.0.0 abw., 12.0.0 abw., 14.0.0 s, 16.0.0 ss.
001 stst, 002 s, 003 stst +, 004 s, 005 ss, 006 ss.
201 ss, 202 stst, 203 ststst, 204 abw., 205 ss.
$20\bar{1}$ ststst, $20\bar{2}$ stst, 203 s, 204 s +, 205 sss, $20\bar{6}$ abw., $20\bar{7}$ sss.
401 st, 402 st —, 403 sss, 404 sss, 405 s, 406 ss.
$40\bar{1}$ ststst, $40\bar{2}$ stst, 403 abw., 404 ss, 405 abw., $40\bar{6}$ abw., $40\bar{7}$ sss.
601 st, 602 ss, 603 ss +, 604 sss, 605 sss, 606 sss.
$60\bar{1}$ s, $60\bar{2}$ s +, $60\bar{3}$ sss, $60\bar{4}$ ss, 605 ss, 606 sss, $60\bar{7}$ sss.
801 s, 802 s +, 803 abw., 804 abw.
$80\bar{1}$ s, $80\bar{2}$ st, $80\bar{3}$ abw., $80\bar{4}$ st +, $80\bar{5}$ sss, $80\bar{6}$ sss, $80\bar{7}$ sss.
10.0.1 abw., 10.0.2 s, 10.0.3 abw., 10.0.4 abw., 10.0.5 ss.
$10.0.\bar{1}$ st +, 10.0.2 st +, $10.0.\bar{3}$ ss, $10.0.\bar{4}$ st, 10.0.5 s +, $10.0.\bar{6}$ sss.
12.0.1 stst, 12.0.2 st —, 12.0.3 abw., 12.0.4 ss.
$12.0.\bar{1}$ s, $12.0.\bar{2}$ st, $12.0.\bar{3}$ s, $12.0.\bar{4}$ sss, $12.0.\bar{5}$ st.
14.0.1 st, 14.0.2 abw., 14.0.3 sss, 14.0.4 s.
$14.0.\bar{1}$ s, $14.0.\bar{2}$ s +, $14.0.\bar{3}$ s +.
16.0.1 sss, 16.0.2 sss, 16.0.3 s.

Artinit um [010] Weißenberg-Pseudoäquatoraufnahme.
1. Schichtlinie Kupferstrahlung.

110 abw., 310 ststst, 510 ststst, 710 ss, 910 ss, 910 ss, 11.1.0 abw., 13.1.0 abw., 15.1.0 sss, 17.1.0 s.
$11\bar{1}$ stst, $11\bar{2}$ st, $11\bar{3}$ st +, $11\bar{4}$ s, $11\bar{5}$ s +, $11\bar{6}$ st.
111 st, 112 sss, 113 st, 114 st —, 115 abw., 116 abw.
$31\bar{1}$ s, $31\bar{2}$ st, $31\bar{3}$ ststst, $31\bar{4}$ st —, 315 abw., $31\bar{6}$ s +.
311 s, 312 ss, 313 s, 314 abw., 315 ss, 316 st —.
$51\bar{1}$ ststst, $51\bar{2}$ s, $51\bar{3}$ s, $51\bar{4}$ ststst, 515 st —, $51\bar{6}$ abw.
511 st, 512 stst, 513 stst, 514 abw., 515 abw., 516 s.
$71\bar{1}$ ststst, $71\bar{2}$ stst, $71\bar{3}$ s, $71\bar{4}$ s +, 715 s, $71\bar{6}$ abw.
711 stst, 712 stst, 713 s, 714 abw., 715 st, 716 s.
$91\bar{1}$ abw., $91\bar{2}$ st, $91\bar{3}$ abw., $91\bar{4}$ abw., $91\bar{5}$ st —, $91\bar{6}$ abw.
911 st +, 912 st +, 913 ss, 914 st, 915 st.
$11.1.\bar{1}$ abw., $11.1.\bar{2}$ st —, $11.1.\bar{3}$ abw., $11.1.\bar{4}$ ss, $11.1.\bar{5}$ s +.
11.1.1 st —, 11.1.2 s +, 11.1.3 abw., 11.1.4 st.
$13.1.\bar{1}$ abw., $13.1.\bar{2}$ abw., $13.1.\bar{3}$ st —, $13.1.\bar{4}$ sss, $13.1.\bar{5}$ s +.
13.1.1 s, 13.1.2 abw., 13.1.3 abw.
$15.1.\bar{1}$ s, $15.1.\bar{2}$ s +, $15.1.\bar{3}$ abw., $15.1.\bar{4}$ abw.
15.1.1 st —, 15.1.2 abw.
$17.1.\bar{1}$ ss, $17.1.\bar{2}$ s +, $17.1.\bar{3}$ st —.
17.1.1 s +.

Drehkristallaufnahme um [100]. Diese war nur dadurch möglich, daß ein Kristall gefunden wurde, der die Fläche p (013) in einer solchen Güte zeigte, daß sie am Goniometer Signale ergab. Die Kristalle sind in der Y-Richtung nadelig und dadurch liegt bei dieser Drehkristallaufnahme die Rotationsachse senkrecht zur Nadelachse. Daher sind die Reflexe teilweise langgestreckt, was die Genauigkeit der Vermessung ungünstig beeinflußt. Auch die Intensitätsverhältnisse dürften durch diesen Umstand (Absorption) in Mitleidenschaft gezogen sein. Als Kontrolle aber, insbesondere für die kristallographische Orientierung ist diese Aufnahme jedoch von Wert.

Die Translation in der Richtung [100] ist sehr groß, a = 16·66 Å, weshalb man mit Kupferstrahlung acht Schichtlinien erhält. Für die einzelnen Schichtlinien ist die Periode wie folgt bestimmt.

Schichtlinie	a
1	16·65 Å
2	17·10 Å
3	16·90 Å
4	17·25 Å
5	16·71 Å
6	16·80 Å
7	16·72 Å
8	16·60 Å
Mittel:	a = 16·84 Å

Zum Vergleich seien angeführt: Kraubather Artinit aus Weißenberg-Aufnahmen bestimmt a = 16·66 Å. Artinit von Luning *(Hurlbut* [5]*)* a = 16·54 Å.

Artinit, Drehkristallaufnahme um [100]. Kupferstrahlung.

Äquator

Int.	ϑ	$\sin^2\vartheta$ gef.	h k l	$\sin^2\vartheta$ ber.
s	14°12'	0,060	002	0,063
st	21°48'	0,138	003	0,143
st	29°00'	0,235	020	0,240
			004	0,253
			021	0,256
s	33°30'	0,305	022	0,304
st —	37°42'	0,374	023	0,383
			005	0,396
s	48°12'	0,556	006	0,571
ss	60°30'	0,758	007	0,777

1 Schichtlinie.

Int.	ϑ	$\sin^2\vartheta$ gef.	h k l	$\sin^2\vartheta$ ber.
st	15°53'	0,075	$11\bar{1}$ 111	0,076 0,080
s	20°03'	0,118	$11\bar{2}$	0,121
s	26°19'	0,196	$11\bar{3}$ 113	0,199 0,210
s	34°05'	0,314	$11\bar{4}$ 114	0,308 0,324
s	40°20'	0,418	$11\bar{5}$	0,449
s	50°57'	0,603	$11\bar{6}$	0,621

2. Schichtlinie.

Int.	ϑ	$\sin^2\vartheta$ gef.	h k l	$\sin^2\vartheta$ ber.
st	8°07'	0,020	$20\bar{1}$	0,021
st	14°21'	0,061	$20\bar{2}$	0,064
st	16°06'	0,077	202	0,080
ss	21°35'	0,135	$20\bar{3}$	0,139
st	23°54'	0,164	203	0,163
st	30°04'	0,251	$20\bar{4}$ 220 $22\bar{1}$	0,247 0,249 0,260
st	34°06'	0,314	222	0,320
st	38°53'	0,394	223	0,403

3. Schichtlinie.

Int.	ϑ	$\sin^2\vartheta$ gef.	h k l	$\sin^2\vartheta$ ber.
st st	16°10'	0,077	310	0,079
ss	18°14'	0,098	$31\bar{1}$	0,090
s	21°03'	0,129	311 $31\bar{2}$	0,102 0,131
st	26°36'	0,201	$31\bar{3}$	0,204
s	33°16'	0,301	$31\bar{4}$	0,309
ss	47°53'	0,551	330	0,560
ss	50°47'	0,601	$33\bar{2}$	0,611
ss	54°57'	0,670	$33\bar{3}$	0,684

4. Schichtlinie.

Int.	ϑ	$\sin^2\vartheta$ gef.	h k l	$\sin^2\vartheta$ ber.
st st	11°58'	0,043	$40\bar{1}$	0,043
st	13°52'	0,058	401	0,059
st st	16°28'	0,081	$40\bar{2}$	0,082
st	18°57'	0,106	402	0,114
s breit	31°38'	0,260	420 $42\bar{1}$	0,275 0,283
s	35°49'	0,342	422 $42\bar{2}$	0,354 0,323

5. Schichtlinie.

Int.	ϑ	$\sin^2\vartheta$ gef.	h k l	$\sin^2\vartheta$ ber.
st st	19°46'	0,114	510 $51\bar{1}$	0,115 0,121
s	21°40'	0,136	511	0,141
ss	23°04'	0,154	$51\bar{2}$	0,158
s	25°57'	0,191	512	0,198
st	31°51'	0,263	513	0,287
st	34°42'	0,324	$51\bar{4}$	0,329
s —	42°20'	0,453	$51\bar{5}$	0,461
st	50°20'	0,592	530	0,595

6. Schichtlinie.

Int.	ϑ	$\sin^2\vartheta$ gef.	h k l	$\sin^2\vartheta$ ber.
st st	18°40'	0,103	601	0,107
s	19°57'	0,117	$60\bar{2}$	0,118
s	23°22'	0,158	602	0,167
ss	25°15'	0,182	$60\bar{3}$	0,186
s	30°00'	0,250	603	0,258
ss	31°51'	0,263	$60\bar{4}$	0,285

7. Schichtlinie.

Int.	ϑ	$\sin^2 \vartheta$ gef.	h k l	$\sin^2 \vartheta$ ber.
st st	23°58'	0,1645	{710 71$\bar{1}$	0,168 0,169
st	26°14'	0,195	{711 71$\bar{2}$	0,197 0,203
st	30°12'	0,253	712	0,259
s	36 55'	0,361	71$\bar{4}$	0,365
st	51°50'	0,618	715	0,634
st	58°30'	0,727	732	0,739

8. Schichtlinie.

Int.	ϑ	$\sin^2 \vartheta$ gef.	h k l	$\sin^2 \vartheta$ ber.
st st	24°07'	0,167	80$\bar{2}$	0,172
st	28°27'	0,227	802	0,236
st	34°51'	0,327	80$\bar{4}$	0,330

Aufnahmen mit Mo-Strahlung führten zu keinen brauchbaren Ergebnissen, da die Streuverhältnisse dafür zu ungünstig sind.

Weiterhin seien auch die Reflexe der Laue-Aufnahmen mitgeteilt. Die Aufzählung erfolgt im wesentlichen nach Zonenkreisen. Die Reflexe sind nach den Millerschen Indizes angegeben, also nach der Stelle, die sie in der gnomonischen Projektion einnehmen, d. h. die Ordnung ist nicht berücksichtigt.

Laue-Aufnahme parallel X, 50 KV.

205 ss, 203 ststst, 304 st, 101 ststst, 506 s, 20$\bar{3}$ st, 10$\bar{2}$ st +.
919 sss, 716 sss, 715 s, 513 s, 51$\bar{5}$ s, 825 sss, 14.4.5 sss.
313 st, 625 s, 312 st +, 935 ss, 623 s, 934 sss, 311 sss, 932 sss, 31$\bar{1}$ sss, 31$\bar{2}$ stst, 62$\bar{5}$ sss, 31$\bar{3}$ ststst, 31$\bar{4}$ stst.
521 ss, 520 sss?, 10.4.$\bar{1}$ sss, 52$\bar{1}$ sss, 10.4.5 ss.
735 s, 733 sss, 732 stst, 731 ss, 730 sss?, 73$\bar{1}$ st, 73$\bar{2}$ st, 73$\bar{3}$ ss, 73$\bar{4}$ s.
425 st, 212 s, 423 s, 211 stst, 421 sss, 210 s, 42$\bar{1}$ stst, 21$\bar{1}$ s, 42$\bar{3}$ s, 21$\bar{2}$ s.
533 s, 532 s, 530 st, 53$\bar{1}$ stst, 53$\bar{3}$ ss, 53$\bar{4}$ s.
223 s, 111 ststst, 221 s, 110 ststst, 22$\bar{1}$ ststst, 11$\bar{1}$ ststst, 11$\bar{2}$ stst.

Laue-Aufnahme parallel Z, 50 KV.

$\bar{1}\bar{4}$,0.1 s, $\bar{1}\bar{2}$.0.1 s, $\bar{1}$0.0.1 ststst, $\bar{8}$01 ststst, $\bar{7}$01 s, 801 s, 12.0.1 st, 14.0.1 s.
$\bar{1}\bar{7}$.1.2 ss, $\bar{1}$5.1.2 ss, $1\bar{1}$.1.2 ss, 11.1.2 ss.
$\bar{1}$6.2.3 ss?, $1\bar{4}$.2.3 sss, 14.2.3 sss, 16.2.3 sss.
$\bar{7}$11 ststst, $\bar{6}$11 stst, 511 ststst, $\bar{4}$11 s, $\bar{3}$11 ss, $\bar{7}$33 ss, $\bar{2}$11 ss, $\bar{5}$33 ss, $\bar{1}$11 st, 111 st, 533 ss, 211 st, 733 sss, 311 sss, 411 sss, 511 ststst, 611 ss, 711 ststst, 911 ststst, 11.1.1 ss.
043 ss, 243 sss.
$\bar{9}$32 ss, $\bar{7}$32 ss, $\bar{1}$32 ss, 532 sss, 732 s, 932 ss.
$\bar{1}$0.2.1 s, $\bar{8}$21 s, 621 ss, $\bar{4}$21 st, 221 stst, 021 stst, 121 sss, 221 s, 421 sss.

Laue-Aufnahme parallel Y, 40 KV.

$11\bar{5}$ s, $11\bar{6}$ st.
316 s, $31\bar{6}$ s, $31\bar{7}$ st.
516 ss, $51\bar{4}$ ss, $51\bar{5}$ ss, $51\bar{7}$ ss.
715 ststst, 712 sss, $71\bar{4}$ sss, $71\bar{5}$ sss.
16.2.3 sss.
915 ss, 914 ststst, 913 s, 912 s, 911 ss, $91\bar{5}$ s.
11.1.4 s, 11.1.2 st, 11.1.1 ss, 11.1.2 sss, 11.1.5 sss.
13.1.1 ss, 13.1.$\bar{3}$ s, 13.1.$\bar{4}$ sss?, 13.1.$\bar{5}$ ss.
15.1.1 st, 15.1.0 sss, 15.1.$\bar{1}$ sss, 15.1.$\bar{2}$ s, 15.1.$\bar{5}$ ss.
17.1.1 sss, 17.1.0 ss, 17.1.2 s, 17.1.$\bar{3}$ s.
19.1.0 st.

Laue-Aufnahme parallel [102], 50 KV.

$\bar{3}$02 ss, $\bar{6}$05 ss, $\bar{8}$07 sss, $\bar{1}$01 s, 40$\bar{1}$ ststst, 10.0.$\bar{3}$ ss, 30$\bar{1}$ s.
$\bar{5}1\bar{7}$ ss, 13.$\bar{1}$.$\bar{3}$ st.
$\bar{5}1\bar{5}$ s, $\bar{3}$14 st, $\bar{1}1\bar{3}$ st, $91\bar{2}$ stst, $0\bar{1}2$ st, $2\bar{2}3$ st, 10.$\bar{2}$.$\bar{1}$ st, $6\bar{1}\bar{1}$ stst, 14.$\bar{2}$.$\bar{3}$ sss, $\bar{1}$36 sss, $\bar{5}$33 ss, 15.$\bar{3}$.$\bar{2}$ sss.
$5\bar{2}1$ sss, 12.$\bar{4}$.1 sss.
$\bar{5}1\bar{4}$ stst, $\bar{3}$13 ststst, $\bar{1}\bar{1}2$ ststst, $0\bar{2}3$ stst, $1\bar{1}1$ stst, $5\bar{3}2$ st, 731 st, $3\bar{1}0$ st, $8\bar{2}\bar{1}$ stst, $5\bar{1}\bar{1}$ ststst, 12.$\bar{2}$.$\bar{3}$ sss?, $7\bar{1}\bar{2}$ stst.
$\bar{2}\bar{1}2$ sss, $\bar{2}\bar{2}3$ sss, 011 sss, 243 sss?, 221 ss, $2\bar{1}0$ ss, $6\bar{2}\bar{1}$ sss, $4\bar{1}\bar{1}$ sss.
$\bar{3}\bar{3}4$ sss, $5\bar{3}0$ sss, $73\bar{1}$ sss, $9\bar{3}\bar{2}$ sss.
$\bar{3}\bar{1}2$ ststst, $\bar{1}\bar{1}1$ ststst, $0\bar{2}1$ s, 110 stst, $4\bar{2}\bar{1}$ st, $3\bar{1}\bar{1}$ st.

Zu den Intensitäten ist zu bemerken, daß es sich durchaus um visuelle Schätzungen handelt, die somit nur den allgemeinen Eindruck widergeben. Für die Bestimmung von Parametern müßten noch Photometrierungen erfolgen.

Die große Zahl der Reflexe macht es möglich, eine bessere Übersicht über die geltenden Auslöschungsgesetze zu bekommen, als in der früheren Arbeit (1). Sämtliche Reflexe aller Drehkristallaufnahmen lassen sich (wie schon in (1) festgestellt) durch die Auslöschungsgesetze erfasen:

hkl nur vorhanden, wenn $h + k = 2n$.
hol nur vorhanden, wenn $h = 2n$
oko nur vorhanden, wenn $k = 2n$.

Die Laue-Aufnahmen zeigen infolge der großen Gitterkonstanten a und c nur sehr wenige Reflexe, die ein so kleines d haben, daß sie zur Bestätigung der Auslöschungsgesetze herangezogen werden können. Jedenfalls konnte kein Reflex gefunden werden, der die oben angeführten Auslöschungsgesetze verletzt. Damit erscheinen C_s^3, C_2^3, C_{2h}^2 als mögliche Raumgruppen.

Die vielfachen Versuche, in diesen Raumgruppen Strukturen aufzubauen, schlugen alle fehl. Deshalb wurde eine Erscheinung, die in der mit *F. Machatschki* (2) gemeinsamen Arbeit schon erwähnt wurde, genauer untersucht: das Auftreten von Schmierlinien.

Die Erscheinung sei in folgendem kurz beschrieben.

Auf den Drehkristallaufnahmen um [010] erscheint zwischen dem Äquator und der ersten, zwischen der ersten und der zweiten, und zwischen der zweiten und dritten Schichtlinie eine kontinuierlich geschwärzte Linie (so wie sie bei Überstrukturen vorkommt) mit dem charakteristischen Intensitätsverlauf, der nur von den kontinuierlichen Intensitätsfaktoren abhängig ist. In den Schmierlinien erscheinen keine geschwärzten Stellen (verschmierte Reflexe), sondern ihr Intensitätsverlauf ist vollkommen gleichmäßig.

Die Drehkristallaufnahme um [100] zeigt keine Schmierlinie.

Interessanterweise sind aber die Schmierlinien auf den Laue-Aufnahmen bei Durchstrahlung normal zu [010] zu finden. Welche Richtung dabei normal zu [010] durchstrahlt wird, ist gleichgültig. Dabei erscheinen auf den Laue-Aufnahmen die Schmierlinien in derselben Weise, wie auf den Drehkristallaufnahmen, d. h. im Äquator der Laue-Aufnahme kommt keine Schmierlinie, dann aber eine Schmierlinie entsprechend derjenigen, die auf der Drehkristallaufnahme zwischen dem Äquator und der ersten Schichtlinie aufscheint. Eine weitere Schmierlinie kann aus apparativen Gründen in

den Laue-Aufnahmen nicht mehr erfaßt werden. In einem Schema zusammengefaßt ergibt sich folgendes:

Drehkristallaufnahmen	Laue-Aufnahme
3. Schichtlinie scharfer Reflexe	
Schmierlinie	
2. Schichtlinie scharfer Reflexe	
Schmierlinie	
1. Schichtlinie scharfer Reflexe	
Schmierlinie	Schmierlinie
0. Schichtlinie scharfer Reflexe	Primärfleck
Schmierlinie	Schmierlinie
1. Schichtlinie scharfer Reflexe	
Schmierlinie	
2. Schichtlinie scharfer Reflexe	
Schmierlinie	
3. Schichtlinie scharfer Reflexe	
Schmierlinie	

Die scharfen Reflexe der Drehkristallaufnahmen liefern normale Diagramme mit einem $b = 3{\cdot}14$ Å und lassen sich aus den bekannten beiden anderen Gitterkonstanten (1, 5) ohne weiteres indizieren. Zusätzlich erscheinen Schmierlinien zwischen den Schichtlinien der scharfen Reflexe.

Laue-Aufnahmen zeigen die übliche Form in den scharfen Reflexen und lassen sich mit den genannten Gitterkonstanten indizieren. Außerdem zeigen sie eine Schmierlinie, die sich mit der Schmierlinie zwischen Äquator und 1. Schichtlinie, der scharfen Reflexe an Drehkristallaufnahmen ohne weiters identifizieren läßt. Es wurde angestrebt, durch Verwendung anderer charakteristischer Strahlung einen Nachweis zu erbringen, daß die Schmierlinien auf den Laue-Aufnahmen von einem eindimensionalen Gitter herrühren. Leider stand mir nur eine Mo-Röhre außer der Kupferröhre zur Verfügung. Das Ergebnis von Laue-Aufnahmen mit der Mo-Röhre entsprach den Erwartungen. Wie weiter oben geschildert, sind auf Grund der Streuverhältnisse mit Mo-Strahlung keine entsprechenden Drehaufnahmen zu bekommen. Daher werden auf Laue-Aufnahmen die scharfen Reflexe zwar analog den Aufnahmen mit der Cu-Röhre, die beiden Schmierlinien aber treten nicht auf. Sie müßten auch viel näher an den Primärfleck herankommen. Auch bei sehr langen Belichtungszeiten bis zu 17 Stunden war es nicht möglich, die Schmierlinien bei Mo-Strahlung zu erzeugen.

Als weiterer Versuch wurde eine Laue-Aufnahme mit Cu-Strahlung hergestellt, die Strahlung aber mit einer 1·3 mm dicken Aluminiumfolie gefiltert. Dadurch wird die Strahlung des Kupfers praktisch absorbiert. Das Ergebnis war, daß auch hier die Laue-Punkte, wie bei den Aufnahmen mit ungefilterter Cu-Strahlung zu sehen sind, jedoch sind die Schmierlinien ausgefiltert, wie auch einige Reflexe, die von entsprechend langen Wellenlängen erzeugt sind.

Einige Hinweise zur Deutung dieser experimentellen Daten seien im folgenden gegeben.

Die Verteilung der Schmierlinien weist auf ein eindimensionales Gitter in Richtung [010] hin. Auffallend ist es und einer Klärung bedürftig, wieso die Schichtlinien der scharfen Reflexe im Drehkristalldiagramm nicht verschmiert sind, wie es bei Überstrukturen der Fall ist. Auch der Äquator der Drehkristalldiagramme ist, wie die Laue-Aufnahmen beweisen, nicht verschmiert.

Eine Annahme, daß die Periode 3·14 Å in [010] nur eine Pseudoperiode darstellt und die eigentliche Periode 6·28 Å ist, würde zur Verdopplung des Index k der scharfen Reflexe führen. Damit aber würden die scharfen Reflexe der ungeraden Schichtlinien ein Auslöschungsgesetz bekommen, das es nicht gibt. Denn es gilt für die Periode 3·14 Å aus der Indizierung der scharfen Reflexe: hkl nur vorhanden, wenn $h + k$ gerade. Das bedeutet z. B. für h1l h ist immer ungerade, was auch gefunden wurde. Wenn aber k verdoppelt wird, so würde h1l (bei Annahme der Periode $b = 6{\cdot}28$ Å) zu h2l. Es würde sich also die Auslöschungsregel ergeben: h2l nur vorhanden, wenn $h + k$ ungerade. Analoges gilt für alle ungeraden Schichtlinien der scharfen Reflexe.

Andererseits könnte man annehmen, daß ein dreidimensionales Gitter besteht, das die scharfen Reflexe liefert und somit die Gitterkonstanten $a = 16{\cdot}66$ Å; $b = 3{\cdot}14$ Å; $c = 6{\cdot}20$ Å; $\beta = 99^0\,45'$ hat. Daran würden sich aber nicht alle Atome beteiligen, sondern einige Atome oder Molekühle würden ein eindimensionales Gitter bilden und die Schmierlinien hervorrufen. Für dieses eindimensionale Gitter ist wieder schwer verständlich, wie es möglich ist, daß der Äquator der, dem eindimensionalen Gitter entsprechenden, Schmierlinien (O. Ordnung) nicht ausgebildet ist.

Eine weitere Schwierigkeit bedeutet die Lage der, vermutlich auch im Artinit vorhandenen, CO_3-Gruppen. Die CO_3-Gruppe liegt im allgemeinen in den Carbonaten so, daß ihre Ebene senkrecht zum kleinsten Brechungsquotienten steht. Aus der Größe der Brechungsquotienten des Artinites (3, 5) ist zu entnehmen, daß die Differenz $n_\beta - n_\alpha$ viel größer ist, als die Differenz $n_\gamma - n_\beta$. Daraus

kann nach den Erfahrungen an Carbonaten geschlossen werden, daß die CO_3-Gruppen nicht exakt parallel liegen (sonst müßte die Differenz n_γ—n kleiner sein), sondern gegeneinander verdreht sind und nur im allgemeinen senkrecht zu n_α stehen. Auf die Schwierigkeiten, die CO_3-Gruppe in dieser Lage in die drei möglichen Raumgruppen bei b = 3·14 Å unterzubringen, habe ich in (1) hingewiesen.

Im weiteren Verfolg der Arbeit ist noch folgender Weg möglich: Erklärung der Intensitäten durch eine Struktur, an der nicht alle Atome des Artinites beteiligt sind (z. B. durch Mg und O bzw. OH-Oktaeder). Die übrigen Atome müßten dann ein eindimensionales Gitter bilden. Leider ist es aus dem Intensitätsverlauf der Schmierlinien durch relative Intensitätsmessungen nicht möglich, zu entscheiden, von welchen Atomsorten die Schmierlinien erzeugt werden: die Streufaktoren der beteiligten Atome sind in ihrem Verlauf einander zu ähnlich.

Jene Atome, die die scharfen Reflexe mit den bekannten Gitterkonstanten (1, 5) liefern, sind in ihrer Lage hinsichtlich des Parameters y einschränkbar. Die 2. Schichtlinie um [010] ist im Intensitätsverlauf dem Äquator um [010] sehr ähnlich und die 3. Schichtlinie um [010] ist wieder der ersten Schichtlinie ähnlich oder praktisch gleich. Das bedeutet, daß der Parameter y der Atome, die die scharfen Reflexe liefern, 0 bzw. $^1/_2$ ist.

Ich beabsichtige zur Bestimmung der Struktur des Artinites noch weitere Versuche zu unternehmen.

Literatur.

1. *Heritsch, H.*, Zentralbl. f. Min. usw. *1940*, Abt. A, S. 25. — 2. *Heritsch, H.* u. *F. Machatschki*, Zentralbl. f. Min. usw. *1939*, Abt. A, S. 65. — 3. *Meixner, H.*, Zentralbl. f. Min. usw. *1938*, Abt. A, S. 13. — 4. *Goldschmidt, V.*, Kristallographische Winkeltabellen, Berlin 1897. — 5. *Hurlbut, C. S. jr.*, Am. Mineralogist *31* (1946) S. 365. — 6. *Halla, F.* u. *H. Mark*, Leitfaden für röntgenographische Untersuchung von Kristallen, Leipzig 1937.

Nachtrag.

Herrn Prof. Dr. F. Machatschki, Wien, verdanke ich es, daß er mich während der Drucklegung dieses Manuskriptes auf eine Arbeit von *M. Fenoglio*, die in den Min. Abstracts 9, 231, 1946 referiert ist, aufmerksam machte, da mir die Min. Abstracts in Graz nicht zugänglich sind. Leider konnte ich bis jetzt die Originalarbeit [1] nicht einsehen, so daß mir ein Vergleich meiner Ergebnisse mit jenen von *Fenoglio* nicht möglich war.

[1] Per. Miner. Roma *13*, 1942, 1.

Aus dem Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Wien.

Zur Entstehung der Granite der Südböhmischen Masse.

Von

Alexander Köhler.

(Eingelangt am 5. Februar 1948.)

Die geologischen Begehungen im Laufe der letzten 25 Jahre haben ergeben, daß sich der „Südböhmische Batholith" in eine Anzahl kleinerer, petrographisch verschiedener und geologisch verschieden alter Massive auflöst, womit eine alte und irrige Ansicht überholt ist. Zugleich mit dieser Erkenntnis hat es sich gezeigt, daß der Granit in seinen Randgebieten sehr viel Nebengesteinsmaterial aufgelöst hat, was zunächst nur als eine lokale Erscheinung gedeutet wurde, bis die beobachtete Allgegenwart solcher „Verunreinigungen" berechtigte Bedenken über die „Reinheit" des granitischen „Magmas" in seiner Gesamtheit erweckt hat.

Allmählich ist mit diesen Erfahrungen und auf Grund der Forschungsergebnisse an anderen Granitvorkommen (z. B. *J. J. Sederholm, H. Backlund, C. Wegmann* und *F. K. Drescher-Kaden* neben anderen) die fast schon zur Tradition gewordene Annahme der Entstehung unserer Granite durch Erstarrung eines juvenilen Schmelzflusses etwas ins Schwanken geraten und es ist notwendig geworden, sich mit den neueren Vorstellungen auseinanderzusetzen, die sich von den bisherigen grundsätzlich unterscheiden.

Bei dem Dilemma — Tiefengestein nach alter Auffassung oder Ergebnis einer Granitisation — besteht eine gewisse Gefahr, bei der alten Anschauung starr zu verharren oder die neue bedenkenlos zu akzeptieren, obwohl es einem Denkfehler entspricht, der Natur ein Entweder — Oder in ihrem Walten vorschreiben zu wollen. So wäre es grundsätzlich falsch, ohne wirklich stichhältige Gründe die Granite des Moldanubikums als granitisierte Sandsteine (oder andere Sedimente oder Gneise) anzusehen, ebenso wie es wohlfundierte Beobachtungen leugnen hieße, wollten wir uns von der Granitisa-

tionstheorie bewußt zurückziehen. Der richtige Weg liegt wie gewöhnlich in der Mitte. Wir müssen versuchen, altes Gedankengut mit dem neuen in Verbindung zu bringen und trachten, aus der Synthese beider Anschauungen ein richtiges Bild über den Werdegang der Granite zu gewinnen.

Um uns verständlicher zu machen, sei folgendes kurz wiederholt: wir unterscheiden drei Haupttypen von Graniten im niederösterreichischen Waldviertel und im Mühlviertel Oberösterreichs: den ältesten, großkörnigen Weinsberger Granit, den klein- bis feinkörnigen Mauthausener Granit und den jüngsten mittelkörnigen bis grobkörnigen Eisgarner Granit [1]. Der älteste Granit ist der kieselsäureärmste, der jüngste der kieselsäurereichste. Der Masse nach überwiegt der Weinsberger Granit; der Eisgarner nimmt gleichfalls beträchtliche Areale ein, der Mauthausener Granit ist nur in kleineren Stöcken und Gängen vorhanden. Dazu gesellen sich neben Apliten und Pegmatiten zahlreiche Vorkommen von Ganggesteinen, Glimmerquarzsyenitporphyre, Granitporphyre bis Granodioritporphyrite und die Lamprophyre, unter denen die Kersantite die Hauptrolle spielen.

Diese Gegebenheit eines „Erstarrungsgesteins-Komplexes" spricht dem Anscheine nach eindeutig dafür, daß sich gewaltige Schmelzmassen durch Differentiation in diese Teilschmelzen getrennt haben, die dann auch gesondert zur geologischen Gestaltung kamen; denn verwandtschaftliche Beziehungen chemischer Art sind zwischen allen diesen Gesteinen ohne Zweifel vorhanden. Beurteilt man die Granite nun bloß nach dem Mineralgehalt ausgewählter „reiner" Typen und nach den chemischen Analysen derselben — wie dies bisher hauptsächlich geschehen ist — so besteht kein Anlaß, von den alten Vorstellungen abzuweichen.

Das Bild ändert sich jedoch, wenn wir mehr Gewicht auf die feldpetrographischen Beobachtungen in einem großen Bereich legen und die Granite in ihrer „Unsauberkeit" näher betrachten. Schon durch die bisherigen Begehungen von *H. V. Graber, L. Waldmann* und dem Verfasser eröffnete sich ein tieferer Einblick in die Natur unserer Granite und in den Veröffentlichungen wurde immer wieder darauf hingewiesen, wie überaus häufig Einschlüsse der benachbarten kristallinen Gesteine (vor allem Schiefergneise und ihre Abarten) in allen Stadien der Verarbeitung durch den Granit vorhanden sind. Wir haben daher auch stets von der Bezeichnung „Mischgranite"

[1] Vergl. die zusammenfassende Arbeit von *A. Köhler, A. Marchet* und *L. Waldmann* in Fortschr. der Min. usw. 25, 1941! Hier die gesamte Literatur seit 1900. Auf weitere Angaben wird hier verzichtet.

ausgiebig Gebrauch gemacht. Von eckigen, kleinen und großen Trümmern mit vollkommen erhaltener Gneisstruktur und unverändertem Mineralbestand über teilweise aufgelöste Schollen führen alle Übergänge zu streifigen oder schlierigen bis zu scheinbar rein magmatisch entstandenen Graniten. Solche Schlieren wurden von älteren Forschern stets als Anreicherungen bestimmter Minerale im ehemaligen Schmelzfluß selbst gedeutet. Auch die dunklen biotitreichen Putzen und Flecke — selbst solche mit deutlicher Gneisstruktur — wurden als basische Konkretionen angesehen, an die Mitwirkung fremder Einschlüsse an dem Zustandekommen dieser Gebilde wurde von unseren Vorgängern nicht gedacht [1]. Ohne bestreiten zu wollen und können, daß sich in einem granitischen Schmelzfluß lokal helle und dunkle Mineralkomponenten schlierig anreichern können, so ist hier doch in fast allen Fällen der Zusammenhang mit den fremden Einschlüssen auf der Hand liegend. Es wurde schon frühzeitig von uns der Satz aufgestellt, daß jeder schlierige und nebulose Granit mit „unruhig" sich verhaltendem Mineralgehalt hybridverdächtig ist.

Zunächst dachten wir aber, daß derartige Mischgranite bloß unmittelbar an die Dachregion gebunden seien. Allerdings war mit der Beobachtung, daß sich z. B. an den Enden und in der Fortsetzung von biotitreichen Gneisbändern und -Schmitzen einzelne losgelöste Biotite als zum normalen Mineralbestand des Granites gehörig zu erweisen schienen, schon der Finger an eine empfindliche Stelle gelegt. Wie viele von den Biotiten (um nur einen Gemengteil hervorzuheben) sind dann noch „primär" und wie viele verdanken ihr Dasein der Assimilation von Nebengestein? Diesen Gedankengang weiterspinnend, würde man doch schon den Mineralgehalt der Granite wenigstens teilweise als übernommen ansehen. Auch in homogen aussehenden Graniten könnte das Fremdmaterial verborgen liegen, das man als solches nicht mehr erkennt, weil es vollkommen auf- und umgearbeitet ist. Die Würde des „juvenilen, reinen Magmas" ist durch diesen Verdacht jedenfalls schon überschattet. Trotz aller dieser Beobachtungen und deren Ausdeutungen war kein Anlaß gegeben, die althergebrachte Ansicht über die Entstehung der Granite zugunsten der neuen Auffassung einfach fallen zu lassen.

Vielleicht wurde auch der chemischen Beurteilung der Granite zu viel Gewicht beigelegt und wirkte hier etwas hemmend. Was man bisher chemisch zu charakterisieren gewohnt war, sind „reine"

[1] Diese Meinung wurde noch lange auch in Vorlesungen vertreten, nicht nur am Beispiel des Granites!

Typen, frei von „störenden" Einschlüssen und Schlieren. Solange man das Klassifizieren nach bewährtem alten Muster als Ziel vor Augen hatte, war diese Auswahl noch verständlich, man griff eben aus dem ganzen Komplex der im kleinen recht variierenden Granite einen Typus heraus oder glaubte dies wenigstens zu tun. Dieses Vorgehen entsprach einer Selbsttäuschung, weil man der Meinung war, die Natur müsse eine mehr oder weniger homogene im Gleichgewicht befindliche granitische Mineralvergesellschaftung erzeugen. Für die Aufhellung des Werdeganges der Granite erscheint es von fraglichem Wert, zur Analyse die doch sehr dem subjektiven Empfinden entsprechenden „Typen" auszuwählen, die für das gesamte Gestein oft gar nicht charakteristisch sind. Gerade das „Untypische" ist das typische, was seinen paradoxen Sinn verliert, wenn man das Unrecht erkennt, mit welchem man das „Untypische" hinweggelassen hat, statt es besonders ins Auge zu fassen. Chemisch läßt sich aber dieses nicht scharf genug deuten.

Bei der Mannigfaltigkeit im großen und im kleinen unserer Granite ist somit der Wert *einer* chemischen Analyse recht gering und selbst eine größere Anzahl ist noch immer nicht ausreichend, um das Gestein als ganzes zu kennzeichnen. Vom großkörnigen Weinsberger Granit müßte man z. B. etwa von zehn Stellen je einen Viertel Kubikmeter der Analyse unterwerfen, um ein Bild der Zusammensetzung zu erhalten! Graphische Darstellungen von Analysen und Differentiationsdiagramme sowie deren Deutung besitzen, ohne das Gestein als ganzes und bezüglich seiner Entstehung zu betrachten, mehr für den Autor den Wert der Befriedigung, für die Klärung der Gesteins*geschichte* sind sie dann mehr oder weniger belanglos, vielleicht eher hindernd als fördernd [1], weil das Bild einer klaglosen Differentiationsreihe von den älteren Vorstellungen nicht wegführt.

Die jüngsten Erfahrungen (Sommer 1947) in einem größeren Raume mitten im Massiv des oberösterreichischen Mühlviertels, zu dessen Besichtigung mir Herr Dr. *Wilhelm Freh* vom Landesmuseum in Linz in dankenswerter Weise die Gelegenheit gab, rundete das immer noch unsichere Bild der Entstehung unserer Granite soweit ab, daß eine neuerliche Stellungnahme zur Klärung ihrer Geschichte angebracht erscheint.

[1] Das trifft besonders für die Auslegung der Analysen von Gföhlergneisen und Granuliten zu; sie sagen uns über ein paar Handstücke etwas aus, keinesfalls über die Zusammensetzung des ganzen Gesteinskomplexes und geben für die Genesis keinen Hinweis. Hier ist die Diskussion der wenigen Analysen für sich überhaupt sinnlos geworden.

Man ist überrascht, welch große Massen von Schiefergesteinen nur mitten im Weinsberger Granit liegen. Man ist geneigt, die Schollen als an alten Ort befindlich oder als wenig abgerundete Trümmer des Daches anzusprechen. Viele zeigen kaum eine Beeinflussung durch den Granit, andere sind deutlich granitisiert worden. Am Interessantesten liegt der Fall im Raume von Landshaag gegenüber von Aschach an der Donau.

Richtet man in dem großen Steinbruch zunächst seinen Blick auf die kleinen Kreuzsteine, so glaubt man eben einen rechten Gneis vor sich zu haben, der sich von den übrigen Weinsberger Graniten durch etwas kleineres Korn und meist durch einen Gehalt an Hornblende und Titanit unterscheidet. Große Blöcke lassen aber schon klar die Inhomogenitäten erkennen. Lagen, Bänder und kleine Schmitzen eines Amphibolites sind allgemein verbreitet. An manchen Stellen ist jedoch der Anblick der großen Wände des Bruches bei günstiger Beleuchtung. Von dem gleichmäßigen „Guß" eines körnigen Tiefengesteines ist nichts mehr zu sehen, man hat hier eher den Eindruck, den Aufschluß eines Schiefergesteins vor sich zu haben, so deutlich ist die Textur noch abgebildet. Schon vor Jahren hatte ich mit *H. V. Graber* diese Stelle besucht und diese „Hornblende-Titanit-Mischgranite" als dadurch entstanden gedeutet, daß Amphibolite mehr oder weniger vom Granit aufgelöst wurden. Die Richtigkeit dieser Meinung konnte ich wieder bestätigen. Es ist klar zu sehen, daß vollkommen unveränderte Amphibolite noch als Reste bis zu meterlangen, dezimeterdicken Lagen vorhanden sind, in die in einem weiteren Stadium Feldspate eindringen, die Hornblenden umkristallisieren lassen, bis einen Zentimeter große Kristalle schwimmen in der Feldspatmatrix, und hierbei offenbar den Titangehalt der ursprünglichen Amphibole und das Titan des Ilmenits zu neuen, bis zu einen Zentimeter und darüber großen Titaniten von der typischen Briefkouvertform umbilden. Diese Hornblenden werden wieder vielfach biotitisiert, so daß schließlich ein titanitführender oder titanitfreier Biotitgranit entsteht. Bezeichnenderweise sind die Kalifeldspate in diesem Granittypus rot gefärbt, während sie im übrigen Weinsberger Granit rein weiß sind. Das Eisen der Hornblenden und Erze gehen somit teilweise isomorph in die Feldspate ein.

Selbstverständlich wäre es notwendig und zugleich sehr interessant, innerhalb der „Pseudomorphose" von Granit nach Amphibolit alle diese Verdrängungserscheinungen in Bildern festzuhalten und durch nähere Beschreibung an einer großen Zahl von Dünnschliffen die einzelnen Stadien zu verfolgen. Dies ist derzeit nicht möglich. Das Bild im großen sagt aber hier eindeutig, daß in einem

Bereiche von kilometerweiter Ausdehnung ein zu einem Granit umgewandelter Amphibolit (z. T. mit zwischengelagerten Schiefergneisen) vorliegt. In dem gleichen oder noch größeren Ausmaße werden dann auch die Schiefergneise granitisiert werden können, was bei der mineralogisch und chemisch recht ähnlichen Zusammensetzung dieser um so leichter gelingen müßte.

Kehren wir wieder zum Haupttypus des Weinsberger Granites zurück! Es ist bemerkenswert, daß auf größere Strecken hin die kleinen Einschlüsse und Schlieren zu fehlen scheinen, wie im Raume Weitersfelden—Königswiesen, wo frische künstliche Bruchflächen an den Wollsackformen dies bestätigen. Man könnte den Schluß ziehen, daß hier eben der „reine" Normaltypus vorliegt (der übrigens anders aussieht als der bisher analysierte). Dagegen kann man nichts direkt einwenden; aber es scheint doch die Annahme zunächst plausibler, daß hier eben *alle* Fremdkörper völlig umgewandelt, d. h. granitisiert wurden. Gerade in dem besagten Gebiete sind die Weinsberger Granite besonders großkörnig (die Kalifeldspate werden bis zu einem Dezimeter groß), die dazu nötigen Kristallisatoren müßten die völlige Auflösung erleichtert haben. Hier steht also Ansicht gegen Ansicht einander gleichwertig gegenüber.

Die sauren Mauthausener Granite mit ihrem Wechsel im Chemismus sind nach allen Beobachtern jünger als die Weinsberger Granite und bilden nur Gänge, Lager und stockförmige Massen. Sie sind möglicherweise nicht selbständig, sondern wie das Ganggefolge an den Weinsberger Granit gebunden, als dessen saure, an flüchtigen Stoffen arme Nachschübe sie gelten können. Ihre Entstehung könnte man sich aber auch vom Standpunkt der Granitisationstheorie aus gesehen folgendermaßen vorstellen: nimmt man eine Granitisation in weiterem Ausmaße an, so werden beträchtliche Mengen schmelzflüssiger Massen granitischer Zusammensetzung bis zu größeren Tiefen hinabreichen, die nunmehr einer Differentiation unterliegen. Die vielen flüchtigen Stoffe, die auch dem Auflösen der Dachgesteine ihre Anwesenheit verdanken können (somit nicht nur primär zu sein brauchen), drängen in die oberen Zonen, wo die Granitisation noch am Werke ist und erleichtern ihr die Arbeit. Die tieferen Partien müssen daher arm an Kristallisatoren bleiben und sind deshalb klein- bis feinkörnig. Der Weinsberger Granit ist somit offenbar an die äußeren Zonen gebunden [1].

[1] Das kleinere Korn an manchen Stellen nahe dem Kontakt hat andere Ursachen; hier hat z. T. rasche Abkühlung das weitere Wachstum der Komponenten, besonders der Feldspate, rasch beendet oder es sind die flüchtigen Stoffe zu rasch in das Nachbargestein abgewandert.

Dazu kommt, daß das Wasser und andere flüchtige Stoffe aus dem granitisierten Gesteine unmittelbar mitwirken werden, die Auflösung zu erleichtern und die neuen granitischen Produkte großkörnig zu gestalten. Das weniger aggressive Verhalten der Mauthausener Schmelzmassen gegenüber den absinkenden Gneistrümmern (und anderen Nachbargesteinen) ist somit verständlich. Auch dort, wo sie einschlußarme oder -freie Weinsberger Granite durchdringen, kann ihr Reichtum an eckigen und mehr oder weniger verarbeiteten Einschlüssen ziemlich bedeutend sein. Was der Weinsberger Granit längst verdaut hat, liegt hier fast noch unverändert vor.

Man kann dem oben gesagten entgegenhalten, daß der Mauthausener Granit ein an flüchtigen Stoffen ärmerer, kieselsäurereicherer Nachschub des Weinsberger Granites ist. Die Tatsache der „normalen" und „gesetzmäßigen" Abfolge verlegt das Hauptgewicht auf die ältere Vorstellung und entfernt uns von der anderen Auffassungsmöglichkeit des zu diskutierenden Themas. Die Mauthausener Granite sind nach beiden Deutungen richtige Erstarrungsgesteine, Tiefengesteine. Durch seine geringeren Massen und durch seinen damit geringeren Wärmeinhalt kann er nur in bescheidenerem Maße direkt durch Granitisation kristalliner Schiefer entstehen (z. B. bei Schärding), wie dies z. T. vom Weinsberger Granigt gezeigt werden konnte. Nur stellenweise kann er noch mit einem Nebengestein bei seiner Intrusion so stark reagieren, daß über den Weg der Perlgneisbildung ein „normaler" Mauthausener Granit entsteht. Wo Amphibolite oder Diorite durchbrochen werden, bildet er analog dem „Amphibol-Titanit-Mischgranit" den Titanitfleckengranit.

Der etwas wechselnde Chemismus der Mauthausener Typen ist nicht verwunderlich, ist aber gewiß in erster Linie auf Differentiationsvorgänge in der Schmelze zu erklären, weniger durch die Verschiedenheit der aufgelösten Nebengesteine. Die Granodiorite von Freistadt in Oberösterreich gehören vielleicht samt den Übergangstypen zu der Gruppe der Mauthausener Granite und besitzen vermutlich keine geologische Selbständigkeit, trotz ihres abweichenden Chemismus (höhere c-Zahl).

Ebenfalls durch Differentiationsvorgänge in den tieferen Schmelzflußanteilen sind die Teilmagmen entstanden, die nach der Verfestigung der Granite als Ganggesteine in Spalten gepreßt wurden. Die Blutsverwandtschaft mit den Graniten (z. B. hohe k-Zahl) ist ganz ausgeprägt und kann *niemals anders* als durch Differentiation erklärt werden. Sie sind reine Erstarrungsgesteine,

aber es ist möglich, daß die Schmelzflüsse wie beim Mauthausener Granit nicht mehr juvenil waren. Auch hier gibt es keine „Beweise" aber einen Hinweis durch folgende bemerkenswerte Tatsache: abweichend von den verbreiteten granitischen bis dioritporphyritischen Ganggesteinen sind die (bei uns) spärlichen Hornblende-Dioritpophyrite (Nadeldiorite). Es dürfte kein Zufall sein, daß sie gerade dort zu finden sind, wo Amphibolite der Granitisation unterlagen; vor allem gilt dies für den Hornblende-Dioritporphyrit von der Pesenbachschlucht bei Landshaag, das im erwähnten granitisierter Amphibolit liegt. Das zweite Vorkommen im Ispertal steht zwar nicht direkt mit solchen Graniten in Verbindung (wir kennen es übrigens nicht sicher anstehend), doch sind hier Amphibolite am Granitrande aufgeschlossen, die in der Tiefe höchstwahrscheinlich wie oben der Granitisation unterlagen. Es scheint also dadurch zu solchen Teilschmelzen zu kommen, die reichlich Stoffe zur Hornblendebildung führen und diese auch ausscheiden.

Bei den Mauthausener Graniten und bei den Ganggesteinen haben die chemischen Analysen und ihre Auswertung natürlich ihren Sinn; sie sagen uns über das Gestein selbst und über die chemischen Zusammenhänge der Varietäten untereinander und mit den übrigen Graniten etwas aus. Man kann von diesen Gesteinen auch leichter der Gesamtzusammensetzung entsprechende Proben entnehmen.

Zu einem Gesamtbilde der problematischen Entstehung unserer Granite fehlt noch die Deutung der Eisgarner Granite. Die Frage nach ihrer Natur wage ich nicht zu entscheiden. Er ist jünger als die Weinsberger und Mauthausener Granite und seine grobkörnige Beschaffenheit sowie seine Mineralführung (Muskovit z. T.) sprechen neben seiner Verbreitung über große Flächen gegen ein Differentiat aus den Granisationsprodukten des Weinsberger Granites analog den Mauthausener Typen und lassen eher vermuten, daß er gleicher Entstehung wie der Weinsberger Granit ist. Bezeichnend ist sein höherer Wassergehalt und der größere Reichtum an Kieselsäure; seine Kalifeldspate sind eigenartig flachtafelig nach (010), seine Nachschübe sind oft recht sauer (Quarzgänge!) und führen Spuren von Molybdänglanz und Zinnstein. Es ist schwierig, ihn daher als Granitisationsprodukt aufzufassen. Die Annahme eines saueren Differentiationsgesteins aus granitischen Schmelzen liegt jedenfalls näher. Die Entstehungsfrage muß dem besten Kenner *L. Waldmann* vorbehalten bleiben.

Zusammenfassend kann gesagt werden: das Erscheinungsbild, das uns die feldpetrographische Beobachtung vorführt, steht nicht

im Widerspruch mit der Annahme einer Granitisation großen Ausmaßes, ja bekräftigt sie zum Teil. Ist aber daraus der zwingende Schluß gerechtfertigt, daß auf die gesamten Granitmassen unseres Gebietes diese Art der Entstehung auszudehnen ist? Ganz gewiß nicht! Die Möglichkeit der Teilnahme richtiger primärer (juveniler) Schmelzen bleibt durchaus offen. Vielleicht sind wir immer noch in der Dachnähe, wo solche Mischgranite — wie wir sie früher richtig bezeichneten und dadurch die Frage nach dem problematischen Ursprung offen ließen — unserer Beobachtung zugänglich sind. Was in großen Tiefen ist, können wir nicht sagen und daher auch nicht sicher entscheiden, ob wir es in der Gesamtheit mit einem Magma oder Migma zu tun haben.

Wo immer man an das heikle Thema rührt, findet der Anhänger des einen oder anderen Extrems seine „Beweise". Richtig wäre es wohl, nur von Hinweisen für die eine oder andere Art der Entstehung zu sprechen. Das Bild von Landshaag und anderen Stellen spricht für die Annahme einer Granitisation. Berücksichtigt man wieder die chemische Verwandtschaft der ausgedehnten Granitmassen im ganzen Moldanubikum und speziell die Verbreitung und den Chemismus des Eisgarner Granites, so sind diese doch leichter durch die Heranziehung einer mehr oder weniger einheitlichen ursprünglichen Schmelzmasse zu erklären. Auch die Aufeinanderfolge von stets SiO_2-reicheren Schmelzen spricht dafür. Die auffallende Anreicherung von Europium und Cererden in der äußeren Granitisationsschale (früher sprachen wir von durch den Granit injizierten, gefeldspateten Gneisen) durch Granitisation, die wir ja selbst für die dachnahen Weinsberger Granite annehmen, zu erklären, müßte die Herauslösung dieser Elemente aus den Nachbargesteinen (vermutlich aus Amphiboliten) voraussetzen. Diese Stoffe müßten infolge von Differentiationsvorgängen mit den leichtflüchtigen Bestandteilen nach oben wandern. Über all diese Dinge wissen wir noch zu wenig, um gültige Schlüsse ziehen zu können. Schließlich dürfen Erfahrungen aus anderen Gebieten nicht unmittelbar auf unsere übertragen werden.

Wir werden das hochinteressante und brennende Problem nur nach vieler Arbeit lösen können. Es war der Grundgedanke dieser Darstellung, darauf hinzuweisen, daß wir zwei Grundprinzipien dabei verfolgen müssen: richtungweisende Gedanken über die Verhältnisse im großen, wie sie die Feldarbeit gestattet und die genaue mikroskopische (und chemische) Untersuchung im kleinen. Mehr als es scheint, wird bei Beantwortung der gestellten Frage die Ausbildung der Gemengteile (besonders der Feldspate) und deren

Struktur von Bedeutung sein. Die Arbeit im Laboratorium liefert uns Bausteine von guter Qualität und Format, mit denen wir das Gebäude bauen können, das wir als Ziel vor Augen haben. Nur der erfahrene Petrograph kann es in großen Zügen architektonisch gestalten. Er kann es aber nur mit Hilfe der Bausteine, die ihm die Detailuntersuchung zur Verfügung stellt. Ohne ihre Tragfähigkeit und Form zu kennen, läuft er Gefahr, die Architektur zu verzerren.

Wir sind von unserem Ziele noch weit entfernt!

Aus dem Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Wien.

Epsomitkristalle aus dem Hallstätter Salzlager.

Von

E. J. Zirkl.

Mit 6 Textabbildungen.

(Eingelangt am 5. März 1948.)

Während eines längeren Aufenthaltes in Hallstatt im Sommer 1947 wurden in der Salzlagerstätte im *Laier Aufdeckungsbau* (Christina Horizont) zwischen Schnabl und Grüner Ablaß blaßgelblichbraune, bis 10 mm große Steinsalzkristalle mit kleinen Oktaederflächen aufgefunden. Auf der gleichen Stufe sitzen kleine kurzsäulige, vollkommen farblose und wasserklare Epsomitkristalle dem Steinsalz auf, deren größter etwa 15 mm lang und 3 mm dick ist. Sie sind prismatisch, kurzsäulig und da sie manchmal seitlich aufgewachsen sind, auch an beiden Enden ausgebildet.

Sie zeigen vollkommene Spaltbarkeit nach (010). Der optische Charakter ist negativ und die Achsenebene liegt senkrecht zur Spaltrichtung. Mg wurde mit Nitrobenzolazoresorzin, SO_4 mit BaCl nachgewiesen. Beim Erhitzen lösen sich die Kristalle im eigenen Kristallwasser. Die Vermessung am zweikreisigen Goniometer ergab die Formen: (110), (120), (210), (010), (111), (1$\bar{1}$1), (22$\bar{1}$), (101), (011). Trachtenbestimmend sind: (110, (221), (111), (1$\bar{1}$1), (101), (011). (Abb. 5 und 6). Die aufrechten Prismen (120), (210) und die Endflächen (100) und (010) sind nicht überall und dann nur klein ausgebildet. Das Bisphenoid (221) konnte nur als Rechtsform aufgefunden werden und ist meines Wissens eine am Epsomit neu beobachtete Form. Die gemessenen Poldistanzen (π) und Azimute (α) stimmen mit den berechneten mit genügender Genauigkeit überein:

		π	α	Winkel 221:$\overline{2}\overline{2}$1
berechnet:		58° 21′	45° 17′	116° 42′
Ind. I:	221	58° 27′	45° 30′	
	$\overline{2}\overline{2}$1	58° 17′	45° 03′ (+180°)	116° 44′
Ind. II:	221	58° 16′	45° 16′	
	$\overline{2}\overline{2}$1	58° 26′	45° 13′ (+180°)	115° 42′

Die weiteren Winkelwerte sind aus folgender Tabelle zu entnehmen. Grundlage der Berechnungen bildet das von *V. Goldschmidt* angegebene Achsenverhältnis a:b:c = 0·9901:1:0·5709.

Winkel zwischen den Flächen	Individuum I. gemessen	Individuum II. gemessen	berechnet
$110:1\bar{1}0$	89° 46′	89° 31′	89° 26′
$1\bar{1}0:0\bar{1}0$	45° 49′	—	45° 17′
$0\bar{1}0:1\bar{1}0$	44° 58′	—	45° 17′
$\bar{1}\bar{1}0:\bar{1}10$	89° 31′	89° 44′	89° 26′
$\bar{1}10:110$	89° 28′	90° 18′	90° 34′
$1\bar{1}0:1\bar{1}0$	90° 47′	89° 59′	90° 34′
$110:221$	31° 15′	32° 12′	31° 39′
$110:111$	49° 49′	51° 12′	50° 57′
$111:\bar{1}\bar{1}1$	78° 42′	78° 08′	78° 06′
$\bar{1}\bar{1}0:\bar{1}\bar{1}1$	51° 19′	51° 03′	50° 57′
$\bar{1}\bar{1}0:\bar{2}\bar{2}1$	31° 31′	31° 29′	31° 39′
$1\bar{1}0:1\bar{1}1$	50° 57′	50° 53′	50° 57′
$\bar{1}10:\bar{1}11$	50° 57′	51° 05′	50° 57′
$\bar{1}11:1\bar{1}1$	78° 23′	78° 04′	78° 06′
$0\bar{1}0:0\bar{1}1$	60° 50′	—	60° 17′
$0\bar{1}1:011$	59° 35′	—	59° 26′
$110:1\bar{2}0$	—	19° 51′	18° 30′
$\bar{1}\bar{1}0:\bar{1}\bar{2}0$	—	18° 41′	18° 30′
$1\bar{1}0:1\bar{2}0$	—	19° 04′	18° 30′
$101:\bar{1}01$	—	57° 44′	59° 56′
$010:01\bar{1}$	—	60° 33′	60° 17′
$221:\bar{2}\bar{2}1$	116° 44′	116° 42′	116° 42′

Durch alle angeführten Eigenschaften ist eindeutig bewiesen, daß es sich um Epsomit handelt. Meines Wissens ist das der erste Fund von Epsomitkristallen in der Salzlagerstätte von Hallstatt. Epsomit in Form von Ausblühungen und nadelförmigen Kristallen (z. B. Aussee) sind in Hallstatt und in anderen alpinen Salzlagerstätten schon seit längerer Zeit bekannt *(Meixner,* Mitt. natw. Ver. Steiermark, 69, 1932, S. 54). Natürliche Eposomitkristalle sind bisher nur von wenigen Fundorten, und hier nur als große Seltenheit beschrieben worden, so z. B. von Staßfurt-Leopoldshall *(L. Milch,* Z. f. Krist. XX. Bd., 1892, S. 221).

Hier in Hallstatt handelt es sich, genau so wie in Staßfurt, um sekundäre Bildungen aus der Zeit des Salzbergbaues. Die im Bergbau herrschende Temperatur von 6 bis 10° C ist günstig, um aus reiner $MgSO_4$-Lösung oder zumindest $MgSO_4$-reicher Lösung, Epsomit entstehen zu lassen. Die zur Bildung der Epsomitkristalle erforderliche $MgSO_4$-Menge dürfte aus einer lokalen Kieseriteinlagerung stammen.

Die Abbildungen 1—4 zeigen Kopfbilder und Schrägrisse von Kristallen in ungefähr natürlicher Verzerrung (die Zentraldistanzen

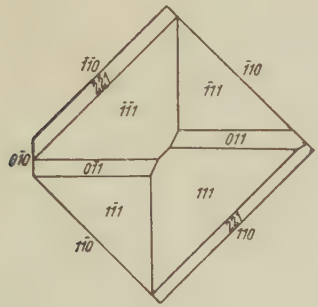


Abb. 1.

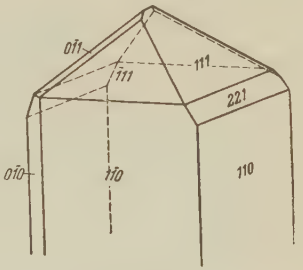


Abb. 2.

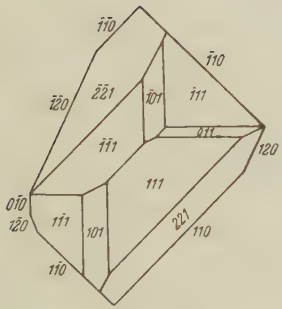


Abb. 3.

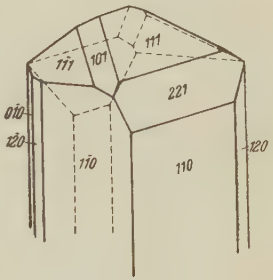


Abb. 4.

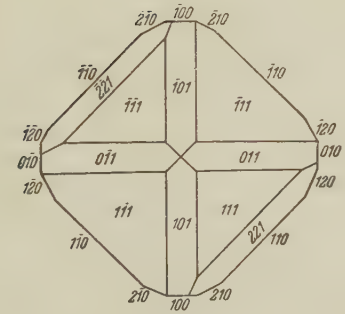


Abb. 5.

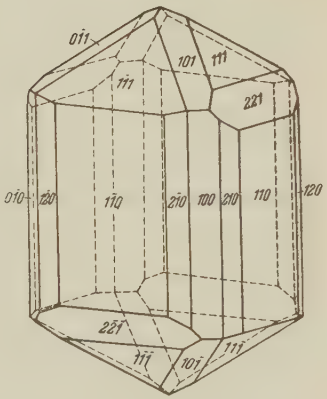


Abb. 6.

wurden nicht gemessen, sondern nur abgeschätzt) und die an ihnen ausgebildeten Flächen. In Abb. 5 und 6 ist eine Kombination aller beobachteten Formen in dem ungefähren Verhältnis ihrer Ausdehnung dargestellt.

Kristallisationsschieferung oder Abbildungskristalloblastese?

Von

Hans Peter Cornelius, Wien.

(Eingelangt am 10. April 1948.)

Die Umwälzung unserer Anschauungen über das Zustandekommen der Gefügeeigenschaften kristalliner Schiefer, die sich vor allem an die Namen *B. Sander* und *W. Schmidt* knüpft, hat es mit sich gebracht, daß die *Becke*sche *Hypothese der Kristallisationsschieferung* für einen Großteil dieser Gesteine verlassen werden muß; nämlich für alle, deren Gefüge irgendwelche monokline oder gar trikline Symmetriemerkmale zeigt. Damit erhebt sich aber die Frage, ob sie auch im Falle der rhombisch-symmetrischen Gefüge noch eine nennenswerte Wahrscheinlichkeit für sich hat. Für viele Fälle ist sie ohne weiteres zu verneinen; z. B. für alle jene, wo lokal monokline Symmetrie aus der rhombischen durch (vorkristalline!) Faltung hervorgeht — können wir doch schwerlich annehmen, daß z. B. im ungefalteten Teil eines Gesteines Kristallisationsschieferung der bestimmende Faktor war, im gefalteten aber nicht, wenn von der Faltung abgesehen, das Gefüge beiderseits gleich ist.

Da nun aber manche maßgebende Petrographen, wie *P. Niggli* und *P. Eskola,* nach wie vor an der Hypothese der Kristallisationsschieferung — mindestens für fallweisen Gebrauch — festhalten, sei die Sache hier einmal unter einem ganz anderen Gesichtspunkt, dem des *tektonischen Korrelats,* betrachtet.

Becke folgerte bekanntlich aus dem „*Rieckes*chen Prinzip", daß in der Richtung des größten Druckes Erhöhung, in jener des geringsten Verminderung der Löslichkeit eintrete, daß mithin die Kristalle eines entsprechend stark gepreßten Gesteines in der Richtung des Druckmaximums der Auflösung anheimfielen, senkrecht dazu, in der Richtung des Druckminimums aber gleichzeitig weiterwachsen. Für manche Erscheinungen, z. B. die berühmten „Querbiotite", die bekanntlich in der Richtung ihrer der Schieferungsebene mehr oder minder parallel gelagerten Hauptachse eine (mitunter ganz außergewöhnliche) Verdickung zeigen, erscheint diese Erklärung tatsächlich recht ansprechend.

Allein nun stelle man sich einmal folgendes vor: der geschilderte Vorgang spielt sich *nicht nur in einem* Querschnitt durch den Gesteinskörper ab, sondern *in allen*. Sein Ergebnis muß sich also durch den ganzen Gesteinskörper hindurch summieren: dieser selbst muß nicht anders als die einzelnen Mineralkörner *dünner* und *entsprechend länger* geworden sein.

Um welchen Betrag? Wir kennen Fälle, wo das Verhältnis der Durchmesser von Individuen sonst isometrisch gestalteter Minerale, z. B. Quarz, 10:1 und darüber erreicht. Nun muß die Verlängerung des ganzen Gesteinskörpers natürlich nicht unbedingt der Verlängerung der einzelnen Mineralkörner proportional sein. Aber eine Zusammenpressung im Verhältnis 2:1 kann solchen Beobachtungen gegenüber gewiß nicht als unwahrscheinlich gelten.

Wir nehmen also an, unser Gesteinskörper sei ursprünglich 1 km mächtig gewesen und werde auf $^1/_2$ km zusammengepreßt. Dann muß er also in den beiden Dimensionen senkrecht zum größten Hauptdruck entsprechend wachsen: wenn dies nach allen Seiten gleichmäßig geschieht, im Verhältnis $1 : \sqrt{2} = 1{\cdot}414$. Maß [1] unser Gesteinskörper also ursprünglich 10 km im Geviert, so müßte er in Länge und Breite um (rund) 4 km zunehmen.

Ist dies möglich bei einem Gesteinskörper, der allseitig in der Erdrinde eingespannt ist? *Nein!* Denn der Widerstand, den sein Wachstum fände, würde rasch zu solchen Beträgen ansteigen, daß der ursprünglich größte Druck eben nicht mehr der größte wäre. Das Wachstum der Mineralkörner in den Richtungen der Druckminima würde also sehr bald zum Stillstand kommen, der ganze Vorgang sich bereits *in seinen Anfängen totlaufen*.

Es bleibt also nur noch der Ausweg, anzunehmen, unser Gesteinskörper sei eben nicht allseitig in die Erdrinde eingespannt, sondern hätte eine freie Seite, wie dies bei steiler Stellung einer Längsdimension und mehr oder minder horizontaler Richtung des größten Druckes der Fall wäre. Dann würde sich das ganze Wachstum nach der freien Seite summieren, hier also bei den oben angenommenen Dimensionen den Betrag von 10 km erreichen. Allein

[1] Man wird einwenden, daß ein Teil der Zusammenpressung durch Bildung von Mineralien *größerer Dichte* ausgeglichen werde. Bei vielen Gesteinen, z. B. schon Alkalifeldspatgneisen, noch mehr bei Quarziten oder Karbonatgesteinen, sind aber die Möglichkeiten in dieser Hinsicht so beschränkt, daß sie praktisch vernachlässigt werden können. Eher könnte Volumenschwund durch *Wegfuhr gelösten Materials* — die ja normaler Weise nicht kontrolliert werden kann — Berücksichtigung erfordern; soweit ich sehe, wird man mit ihr jedoch nur in Fällen schärfster Auswalzung als mit einem quantitativ ins Gewicht fallenden Faktor zu rechnen haben.

da ist zu bedenken, einmal, daß in den oberen Teilen unseres Gesteinskörpers keine Kristalloblastese mehr stattfinden würde, die ja nach allen unseren Erfahrungen eine gewisse, wenigstens mit einer Anzahl von Kilometern zu bewertende Überlagerung erfordert. Und andererseits würde bei der angenommen Anordnung das Wachstum des Gesteinskörpers gegen die Erdoberfläche *weit ungezwungener* auf rein mechanisches Ausweichen beziehbar, die Annahme kristalloblastischen Wachstums nach dem *Rieckes*chen Prinzip ein *überflüssiger Umweg* sein.

Wir kommen auf Grund der vorstehenden Überlegungen zu dem gleichen Ergebnis, zu dem die Häufigkeit der monoklinen Gefüge, die Analogien stetig-rupturell und nicht rupturell durchbewegter Gesteine, die Lagentextur („Zeilenstruktur", *W. Schmidt)* und manche andere für die Betrachtungsweise *Beckes* unerklärbare Erscheinungen den Weg weisen: das Parallelgefüge kristalliner Schiefer ist *nicht* auf Kristallisationsschieferung zurückzuführen, sondern auf *kristalline* Abbildung (vor- oder parakristalliner) laminarer Durchbewegung; oder, wie es *W. Schmidt* formuliert hat: *Schieferung ist Abbildung von Gleitflächen* [1].

An jene Petrographen aber, die es nicht übers Herz bringen, die so elegante Ableitung *Becke*'s über Bord zu werfen, sei die Bitte gerichtet: einmal *Kriterien* ausfindig zu machen für das Vorliegen von Kristallisationsschieferung [2] (rhombische Gefügesymmetrie allein ist, wie gesagt, kein solches!); und andererseits *geologische Bedingungen* aufzuzeigen, unter welchen ein solcher Vorgang wahrscheinlich wäre. Ich kenne weder das eine noch das andere.

[1] Auch dann, wenn ihr ein durch Durchbewegung ausgearbeitetes älteres (z. B. sedimentäres) Parallelgefüge zugrunde liegt.

[2] Gelegentlich findet man den Ausdruck auch rein beschreibend gebraucht, als Gegensatz zu mechanisch-kataklastischer Schieferung; in diesem Sinne hat er überhaupt zu verschwinden, da er ja mit *Beckes* genetischer Hypothese verknüpft, mithin rein beschreibend nicht verwendbar ist.

Literatur: Neue Bücher.

Der Schlüssel zum Aufbau der Materie. Von *H. Tertsch.* Zweite, erweiterte Auflage. Mit 71 Textabb., 160 S. Verlag für Jugend und Volk, G. m. b. H., 1948. S. 16.—.

Das vorliegende Werk ist im selben Verlag im Jahre 1938 in erster Auflage erschienen; es wurde nun durch wesentliche Ergänzungen auf den heutigen Stand der Forschung gebracht.

Bezugnehmend auf eine vorfühlende Unterredung zwischen *Becke* und *Mach* im Jahre 1892 über den mutmaßlichen Aufbau der Kristalle gibt der Verf. zunächst einen geschichtlichen Überblick über die Entwicklung der Kristallkunde, der Kristalloptik und der Kristallstrukturtheorie von *Steno* an. In der Folge führt ihn das um die Jahrhundertwende strittige Problem der Natur der Röntgenstrahlen über *v. Laues* grundlegende Entdeckung zu einer sehr anschaulichen Schilderung der darauf sich aufbauenden Methoden und der ersten, wohlgelungenen Versuche zur Ermittlung von Kristallstrukturen durch die beiden *Bragg*, ferner zur Beschreibung einiger, später gefundener, markanter Kristallstrukturtypen. Die folgenden Kapitel sind den Vorstellungen vom Aufbau des Atoms, der natürlichen und künstlichen Radioaktivität und der modernen Atomenergieforschung gewidmet; daran schließen sich Betrachtungen über die Bindungsarten in den Kristallgittern, die Unvollkommenheiten des Kristallbaues und die Festigkeitseigenschaften der Kristalle. Das Büchlein schließt mit kurzen Hinweisen auf die Bedeutung der Erkenntnisse über den Kristallbau und die Radioaktivität für Technik und Medizin.

Diese Inhaltsangabe mag zeigen, wie sehr sich der Verf. bemüht hat, den Gegenstand nach allen Richtungen hin zu behandeln; aus tiefer, ja geradezu liebevoller Einfühlung in die Materie ist in Verbindung mit der dem Verf. eigenen, meisterhaften Darstellungsart, die ihn dazu befähigt, aus der ungeheuren Fülle das Wesentlichste herauszuheben und in beispielhafter Klarheit darzulegen, und einer sehr zweckmäßig ausgewählten und anschaulichen Bebilderung das Werk entstanden.

Es wendet sich an weitere Kreise und es wäre zu wünschen, wenn von dieser Möglichkeit reichlich Gebrauch gemacht würde. Für den Lehrer jeder Kategorie bringt es manche Anregung, die im Unterricht vorteilhaft verwertet werden kann; vor allem sollte es kein angehender Studierender der Naturwissenschaften im weitesten Sinne versäumen, sich mit dem Inhalt des Büchleins vertraut zu machen, das ihm wie kaum ein anderes einen sachlichen Einblick in die — ohne Mitwirkung der Philosophie vor sich gegangene — Entwicklung eines Zweiges der Naturwissenschaft gibt, die gerade Linie derselben, die unfruchtbare Äste bald abstößt, betonend; es lehrt ihn auch, wie sehr und oft ausgesprochen sprunghaft die Entwicklung durch die Verbindung bis dahin eigene Wege gehender Forschungsrichtungen gefördert wird; daß ihm dieses Studium leicht wird, dafür sorgte der Verf. durch äußerst reizvolle und anregende Darlegung des in mancher Beziehung spröden Stoffes.

F. Machatschki, Wien.

An Introduction to Crystallography. Von *F. C. Phillips.* Mit 500 Abb., IX, 302 S. London: Longman, Green and Co. 1946. sh. 15.—.

Das Buch gibt eine sehr klare Einführung in die klassische Kristallographie und in die Grundlagen der Raumgittertheorie. Der erste Teil behandelt die Makro-

symmetrie der Kristalle; in ihm werden neben den kristallographischen Grundgesetzen die Formenlehre der 32 Kristallklassen, die Projektionsmethoden, das Kristallzeichen und die Kristallberechnung behandelt; von den Goniometern wird nur das einkreisige genauer besprochen. Der zweite Teil bringt die *Bravais*schen Translationsgruppen und eine Einführung in die Raumgruppensymmetrien, wobei im Text nur die *Hermann-Mauguin*sche Bezeichnungsweise verwendet wird; der Zusammenhang dieser mit der *Schönflies*schen Schreibweise wird in einem Anhang gegeben.

Ausstattung und Illustrationen des Werkes sind ausgezeichnet, die Abbildungen wurden durchwegs neu gezeichnet. Sofern die Beschaffungskosten nicht hinderlich sind, kann diese Einführung allen Interessenten bestens empfohlen werden.

J. Zemann, Wien.

Quantitative Chemical Analysis. Von *A. Ch. Cumming* und *S. A. Kay*. Neunte Auflage, bearbeitet von *F. C. Guthrie* und *J. T. Nance*. Mit 85 Textabb., XV, 515 S. Edinburgh: Oliver and Boyd. 1945. sh. 18/6.

Das für den Gebrauch in Hochschullaboratorien bestimmte, 1913 erstmalig erschienene Buch bietet auch in seiner neuesten und verbesserten Auflage eine sehr brauchbare Darstellung der Methoden der anorganischen chemischen Analyse. Es ist ausgesprochen auf die analytische Praxis abgestellt und verzichtet bewußt auf eine theoretische Begründung der Verfahren. Langjährige Erfahrung und laufende Verbesserung und Ergänzung gestalten das Buch zu einem sehr wertvollen Laboratoriumsbehelf, auch für den Mineralogen und Petrographen. Die Ausführungen über die Silikatanalyse sind zwar unter Hinweis auf den „Hillebrand" knapp gehalten, bringen aber doch das Wesentliche; sie sind in den sehr nützlichen Abschnitt über die Analyse von einfach zusammengesetzten Erzen und Legierungen (40 S.) eingegliedert. Die übrigen Abschnitte behandeln: Allgemeine Analysenhinweise (32 S.); Maßanalyse (180 S.); Gewichtsanalyse (40 S.); kolorimetrische Methoden (20 S.); systematische quantitative Analyse (96 S.); Gasanalyse (37 S.); Wasseranalyse (30 S.); für den Analytiker wichtige Angaben und Tabellen enthält der Anhang (30 S.).

F. Machatschki, Wien.

Festschrift Paul Niggli zu seinem 60. Geburtstag. Redigiert von *F. de Quervain*. VIII, 564 S. Zürich: Gebr. Leemann & Co. 1948.

Am 26. Juni 1948 feierte Prof. Dr. *Paul Niggli*-Zürich seinen 60. Geburtstag. Aus diesem Anlaß widmeten ihm seine Schüler und Mitarbeiter, ferner die Fachkollegen an den Schweizerischen Hochschulen den stattlichen Festband in der bewährten Ausführung der Schweizerischen Mineralogischen und petrographischen Mitteilungen, als deren Heft 1 des 28. Bandes die wissenschaftlichen Beiträge der Festschrift gleichzeitig erscheinen. Da der Festband neben dem Geleitwort und dem Verzeichnis der Veröffentlichungen von *P. Niggli* 47 Beiträge umfaßt, können hier nicht einmal die Titel und Verfasser der Beiträge aufgezählt werden; in ihrer Mannigfaltigkeit entwerfen diese gleichzeitig ein Bild des umfassenden Arbeitsbereiches des Jubilars, ebenso wie dies dessen Publikationsliste tut, die 42 selbständige Veröffentlichungen, von denen über die Hälfte ihm allein zuzuschreiben sind, und über 200 Abhandlungen in Fachzeitschriften verzeichnet. Von den zahleichen hochwichtigen Beiträgen seien nur drei, die sich mit allgemeineren Fragen befassen, kurz genannt: Die weise, vermittelnde Stellungnahme *A. Rittmanns* zwischen den extremen Vertretern des „Magmatismus" und „Migmatismus", welche sicherlich die

ungeteilte Zustimmung vieler Mineralogen und Petrographen finden wird („Zur geochemischen Entwicklung der prägeologischen Lithosphäre"). *W. Q. Kennedys*, im Anschluß an *Nigglis* Darstellung entwickelte Auffassung der Erzlagerstättenbildung als Teilproblem der magmatischen Differentiation im weitesten Sinne und *E. Brandenbergers* sehr beachtlicher und durchaus diskussionsreifer Versuch eines Entwurfes einer Systematik der Mineralien auf kristallchemischer Grundlage, eine Frage, die in den letzten Jahren wiederholt angeschnitten wurde, deren strikte Lösung allerdings die Zurückstellung zahlreicher Ressentiments erfordert.

F. Machatschki. Wien.

Ausführung quantitativer Analysen. Von *H. Biltz* und *W. Biltz. Fünfte* Auflage. Mit 49 Textabb., XIX, 434 S. Zürich: S. Hirzel, 1947. Geb. S 40.—.

Dieses bewährte Lehrbuch ist nun in neuer Auflage erschienen und wird nicht nur den Anfängern der quantitativen Analyse, sondern auch den darin Erfahrenen ein ebenso wertvoller Ratgeber sein wie es in seinen früheren Auflagen war. Der Aufbau des Buches ist seit den ersten Auflagen nicht geändert worden. In der vorhergehenden vierten Auflage (1942) wurde das Werk neu bearbeitet und auf den neuesten Stand gebracht.

Nach der sehr zu beherzigenden Einleitung werden die wichtigsten gewichtsanalytischen Einzelbestimmungen und maßanalytischen Bestimmungen besprochen. Einen großen Teil des Buches nehmen die nun folgenden Analysenmethoden der wichtigeren Mineralien, Legierungen, Hüttenprodukte und Gesteine ein. Daß neben der Silikat- und Karbonatanalyse auch ausführliche Arbeitsvorschriften zur Bearbeitung von sulfidischen und oxydischen Erzen sowie von Sulfaten gegeben werden, macht das Buch für den Mineralogen besonders wertvoll. So findet man Analysengänge für Zinkblende, Zinnober, Molybdänglanz, nat. Arsen, Arsenkies, Bleispießglanz, Fahlerze, Co-Ni-Arsensulfide, Kupferkies, Chromit, Uran in Pechblende u. v. a. Nur die Minerale der Seltenen Erden sind in keiner Weise berührt.

Durch die sehr klare Schreibweise, die ins Detail gehende Analysenbeschreibung und die Berücksichtigung der theoretischen Grundlagen ersetzt dieses Buch die persönliche Anleitung, soweit dies beim Analysieren nur möglich ist.

Die „Ausführung quantitativer Analysen" kann allen, die sich in die Gesteins- und Mineralanalyse einarbeiten wollen, bestens empfohlen werden. Aber auch der Geübtere wird gerne zu diesem Werk greifen, wenn er sich in Einzelfragen eine gute und moderne Auskunft verschaffen will.

J. Zemann, Wien.

The System of Mineralogy of J. D. and E. S. Dana. Von *Ch. Palache, H. Berman* † und *Cl. Frondel. Siebente*, umgearbeitete und erweiterte Auflage. I. Band. Mit über 300 Textabb., XIII, 834 S. New York: J. Wiley & Sons, Inc. und London: Chapmann & Hall, Ltd. 1946. Dollar 10.—.

Der Mineraloge hat immer gern für Informationszwecke auf die 6. Auflage von Danas System of Mineralogy zurückgegriffen, obwohl diese schon im Jahre 1892 erschienen war und obwohl sich das Bild der Systematik seither schon durch die Entwicklung unserer Kenntnisse über den Aufbau der Kristalle grundsätzlich verändert hatte; die knappe und präzise Fassung machte es immer noch zu einem sehr wertvollen, bequemen Nachschlagwerk für ältere Daten, zumal es durch drei Appendizes bis zum Jahre 1915 ergänzt worden war. Den dann erzielten gewaltigen Fortschritten konnte aber das Appendixsystem

nicht mehr standhalten; deshalb trug man sich seit 1915 mit dem Gedanken, eine neue Auflage herauszugeben; da aber ein einzelner Mann dieser Aufgabe nicht gewachsen war, verzögerte sich dieses Vorhaben auf Jahrzehnte hinaus.

So ist es außerordentlich zu begrüßen, daß sich die Neuherausgeber der Aufgabe unterzogen haben, das klassische Werk, dessen 1. Auflage 1837 erschienen ist, unter Einbau aller modernen Forschungsergebnisse bei Erhaltung des Altbewährten in 7. Auflage völlig umzuarbeiten. Wie sehr inzwischen der Stoff angewachsen ist, zeigt schon der Umstand, daß trotz knappester Fassung der von den drei in Aussicht genommenen Bänden bisher erschienene erste den Umfang der einbändigen 6. Auflage fast erreicht.

Es ist unmöglich, alle Vorzüge der Neuauflage zu schildern. Neu eingebaut wurden vor allem alle röntgenkristallographischen Daten (Gitterkonstanten, Raumgruppe; bei letzterer Angabe vermißt man die gleichzeitige Anführung der klassischen Schoenflies-Symbole); manche von diesen Daten wurden für den Zweck des Werkes von den Bearbeitern erst selbst oder auf ihre Veranlassung hin erarbeitet. Ferner wurden neu aufgenommen die optischen Daten der opaken Mineralien, die ebenfalls vielfach erst für die Zwecke des Werkes ermittelt werden mußten. Die kristallographischen Daten und Dichteangaben wurden revidiert. Die Mineralienbenennung erfuhr eine sehr zweckmäßige Vereinfachung durch Anwendung der allgemeinen Summenformeln und scharfe Definition der Varietäten; eine Reihe von überflüssigen Namen konnten so ausgeschaltet und durch den Chemismus hinreichend charakterisierende Zusatzbenennungen zum Hauptnamen (nach einem von *W. T. Schaller* ungefähr gleichzeitig mit dem Ref. gemachten Vorschlag) ersetzt werden. In der Klassifikation wurde das kristallchemische Moment viel stärker herangezogen, obwohl in der Übereinteilung die chemischen Einteilungsgesichtspunkte in gegenüber den früheren Auflagen veränderter Form beibehalten worden sind. Sehr zweckmäßig sind auch die Analysendaten aus der Fülle des vorliegenden Materials ausgewählt; sie erläutern in dieser Art ausgezeichnet die chemischen Variationen innerhalb einer Mineralgattung.

Der 1. Band behandelt, eingeteilt in acht Klassen, die Elemente, Sulfide (und ähnliche Verbindungen), Sulfosalze, einfachen und komplexen Oxyde und die Hydroxyde; unter den Oxyden vom Typ AX_2 wird man die SiO_2-Modifikationen vermissen, die aus bestimmten, kristallchemischen Gründen wohl bei den Silikaten aufscheinen werden; bei den komplexen Oxyden ist nicht ohne weiters einzusehen, warum die Nb-, Ta- und teilweise auch die Ti-haltigen von den übrigen als besondere Klasse abgetrennt werden; auch sieht man die Pyrochlor-Mikrolithmineralien von der später angenommenen Formel A_2B_2 (O, OH, F)$_7$ nicht gern unter den Typ ABX_4 eingereiht; die Nichteingliederung der Antimoniate vom Romeittypus bei den Pyrochloren trotz der Verbindung über verschiedene Mischtypen mit diesen (sie werden in einem späteren Bande behandelt) erscheint nicht völlig gerechtfertigt; in die kristallchemischen Gesichtspunkte spielen da wohl auch Überlegungen chemischer Natur herein; bei den einfachen Oxyden wären für Arsenolith und Senarmontit aus kristallchemischen Gründen die Formeln As_4O_6 und Sb_4O_6 an Stelle der einfachen Formeln vorzuziehen.

Bei längerer Benutzung des Werkes ist der Ref. nur sehr selten auf einen Druckfehler oder auf ein Versehen gestoßen, was angesichts des ungeheuren verarbeiteten Materials als bewunderswert erscheinen muß. Man kann ohne Bedenken sagen, daß der *Dana* auch im neuen Kleide auf lange Zeit hinaus das beliebteste und unübertreffliche Nachschlagewerk bleiben wird; für eine Ergänzung durch Appendizes ist durch eine elastische Numerierung der

Klassen usw. bis herunter zu den Spezies durch ein Normungssystem in sehr zweckmäßiger Weise vorgebaut worden. Wir bedauern nur hören zu müssen, daß sich die Herausgabe des 2. und vor allem des 3. Bandes (Silikate) noch lange verzögern wird, was an sich angesichts des ungeheuren Materials, das zu bewältigen ist, nicht verwundern kann, zumal die Fortsetzung nunmehr wenigstens vorläufig wieder auf den Schultern eines einzigen Forschers liegt.

F. Machatschki, Wien.

Die Bewegungsgruppen der Kristallographie. Von *J. J. Burckhardt.* (Lehrbücher und Monographien aus dem Gebiete der exakten Wissenschaften: Mineralogisch-geotechnische Reihe: Band 2). Mit 56 Textabb., 186 S. Basel: E. Birkhäuser. 1947. sfr. 24.50, geb. sfr. 29.—.

Dieses Buch vermittelt dem Kristallographen eine ausgezeichnete Gesamtschau über das Gebiet der Kristallklassen und kristallographischen Raumgruppen auf moderner mathematischer Grundlage. *Burckhardt* hat erkannt, daß die bisherige *geometrische* Herleitung der Raumgruppen deshalb unbefriedigend ist, da sie gar keinen Anhaltspunkt dafür bietet, wie einer *geometrischen Kristallklasse* angesehen werden kann, welche und wieviele Raumgruppen ihr entspringen. Dies war auch der Grund, daß von den Kristallographen — grob gesprochen — immer wieder die Frage nach einer „mathematischen Formel" für die Raumgruppen gestellt wurde.

Burckhardt ist es gelungen, diese Frage durch eine verfeinerte gruppentheoretische Untersuchung zu lösen. Dieser Weg hat ihn zu den *arithmetischen Kristallklassen* geführt. Diese decken sich mit den von *E. von Fedorow* betrachteten symmorphen Klassen, auf die *Burckhadt* völlig unabhängig, und zwar durch eine Analyse auf streng mathematischer Grundlage gekommen ist.

Zum Unterschied von anderen Autoren legt der Verfasser der Kristallographie nicht das homogene Diskontinuum, sondern das Punktgitter zugrunde, das deshalb schon im ersten Kapitel des Buches ausführlich betrachtet wird.

Die Lektüre wird dadurch erleichtert, daß für die Kristallklassen durchweg die eingebürgerten Bezeichnungen und Symbole verwendet werden. Der Kristallograph wird es außerdem begrüßen, daß an mathematischen Kenntnissen nur die Elemente der Determinantenlehre als bekannt vorausgesetzt werden und daß die benötigten Hilfsmittel der linearen Algebra und Gruppentheorie eingangs übersichtlich zusammengestellt sind. Da das Buch ferner die gesamte einschlägige Literatur vollständig berücksichtigt, so spiegelt es nicht nur in mathematischer, sondern auch in kristallographischer Hinsicht den modernsten Stand wider. Die klare Sprache und die geschlossene Darstellungsform machen den dargebotenen Stoff auch dem Studenten leicht lesbar.

Durch Verwendung der feineren arithmetischen Klasseneinteilung gelingt es dem Verfasser obendrein, auch die Verbindung mit den zahlreichen modernen Forschungsgebieten herzustellen, die mit der Theorie der diskreten Raumgruppen zusammenhängen.

Diese wertvolle Neuerscheinung verdient die besondere Aufmerksamkeit der Kristallographen, Kristallchemiker und Kristallphysiker, da sie zugleich auch den Weg aufzeigt, wie man die Lehre vom Aufbau der Materie mathematisch einheitlich fundieren kann. Die großartigen Erkenntnisse, die über die Strukturlehre der Kristalle und kristallinen Materie durch die glänzenden Untersuchungen vieler Forscher gewonnen wurden, können auf diese Weise gleichartig dargestellt werden. Dadurch aber wird das *Burckhardt*sche Buch über den Rahmen des behandelten Stoffes hinaus für den strengen Aufbau dieses aktuellen Gebietes der Naturwissenschaften von grundlegender Bedeutung.

A. Reuschel, Steyr.

Nachrichten.

Am 22. Dezember 1947 starb, kurz vor Vollendung des 90. Lebensjahres, in Jena der em. o. ö. Prof. der Mineralogie, Geh. Hofrat Dr. Dr. h. c. Dr. e. h. *Gottlob Eduard Linck*, der Senior der Deutschen Mineralogen, nach arbeits- und erfolgreichem Leben.

Prof. *F. Machatschki*-Wien wurde zum wirklichen Mitglied der Österreichischen und zum auswärtigen Mitglied der Königl. Akad. d. Wissensch. in Stockholm gewählt.

Vom 28. Juli bis 3. August 1948 fand in Cambridge, Mass., USA., der erste Kongreß der internationalen Union für Kristallographie statt; dieser wurde von der American Society for X-ray and Electron Diffraction und der Crystallographic Society of America veranstaltet; zur Teilnahme waren alle Kristallographen eingeladen.

Die XVIII. Sitzung des Internationalen Geologischen Kongresses fand in Großbritannien statt; die Tagung selbst wurde vom 25. August bis 1. September 1948 in London abgehalten; vor, während und nach der Tagung fanden zahlreiche kurze Exkursionen in der Umgebung von London statt; außerdem wurden vor und nach der Tagung zahlreiche ein- bis mehrwöchige Exkursionen in England, Schottland und Ostirland geführt.

Am 29. Mai 1948 wurde in Klagenfurt die Fachgruppe für Mineralogie und Geologie des Naturwissenschaftlichen Vereines für Kärnten gegründet. Von ihr wird unter dem Titel „Der Karinthin" ein Beiblatt zur Carinthia II herausgegeben; die erste Folge (6 S.) enthält u. a. einen Kurzbericht über Mineralneufunde im Lande Kärnten von *H. Meixner*.

Berichtigung.

A. Kofler, Über den Kristallisationsverlauf in unterkühlten Schmelzen organischer Stoffgemische, Dritte Folge Band I, Heft 1.

S. 28, Die Unterschrift der oberen Abbildung lies: Abb. 5. Typus C, statt Abb. 4. Typus B.

S. 28, die Unterschrift der unteren Abbildung lies: Abb. 4. Typus B, statt Abb. 5, Typus C.

S. 29, in der Unterschrift der Abb. 6 lies: × ternärer Punkt statt ternärer Punkt.

S. 30, Zeile 16 lies: *umgebend* statt *umgehend*.

Herausgeber, Eigentümer und Verleger: Springer-Verlag, Wien, I., Mölkerbastei 5. — Für den Inhalt verantwortlich: Prof. Dr. Felix Machatschki, Mineralogisches Institut der Universität, Wien, I., Universität. — Druck: Friedrich Jasper, Wien, III., Tongasse 12. — Papierzuweisung Nr. 101/48/4/221.

Tektonik, Feldspatausbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern.

Beiträge zur Kenntnis der Zentralgneisfazies. I. Teil[1].

Von

Christof Exner, Wien

Mit 21 Textabbildungen.

(Eingelangt am 12. April 1948.)

Inhalt:

1. Allgemeines zu den in Angriff genommenen Zentralgneisfazies-Studien . . 198
   A. Definition 198
   B. Methoden 201
   C. Aufgliederung des Stoffes 206
2. Tektonik 210
   A. Gesteinsserien-Gliederung 210
   B. Statische Tektonik 214
   C. Dynamische Tektonik 220
3. Feldspatausbildungen 226
   A. Plagioklas 229
   B. Kalinatronfeldspat 233
   C. Kalinatronfeldspatisation des Plagioklases 243
   D. Der echte Schachbrettalbit und das Problem seiner Entstehung 251
4. Kritische Zentralgneisfazies: Knaf. III im tieftaueriden Stockwerk stabil; Knaf. I geologisch gleichzeitig im hochtaueriden Stockwerk stabil . . . 260
5. Übersicht über das 5,3 km mächtige Gneisprofil zwischen Tauerntunnel und Kolm-Saigurn im Gasteiner Goldbergbau-Revier 264
6. Achsenwinkelmessungen an Kalinatronfeldspaten 271
7. Zusammenfassung 274
8. Sachverzeichnis 277
9. Literatur 280

„Gegenüber den Versuchen, die sicher ungeheuer komplizierten Vorgänge, die zur Bildung des Grundgebirges geführt haben, auf einige scharf kontrastierende Vorstellungen zurückzuführen, möchte ich auf einige Beobachtungen hinweisen, welche ich deshalb für nicht wertlos halte, weil sie sich exakt erweisen und nachprüfen lassen." (*F. Becke,* zum XI. Int. Geol. Kongr., Stockholm, 1910, L 24.)

[1] Diese Arbeit wurde unter Mitwirkung und mit Unterstützung durch das Forschungsinstitut Gastein durchgeführt; sie ist dort als Institutsmitteilung Nr. 37 verzeichnet.

1. Allgemeines zu den in Angriff genommenen Zentralgneisfazies-Studien.

A. Definition.

Die streng in die orogenen Leitlinien eingeregelten, vorwiegend granitischen Gneiskerne und Gneisdecken in den während der Orogenese tiefversenkten Achsialzonen der Orogene werden heute im allgemeinen als Zentralgneise bezeichnet. Manche „Zentralgneise" der alten Geologen (z. B. die überwiegende Mehrheit der granitischen Tauerngneise und der penninischen Gneise der Westalpen; auf die Mehrheit der helvetisch-autochthonen „Zentral"-Massive der Westalpen ist der Terminus Zentralgneis nicht anwendbar) gaben nicht nur den Namen für diesen schematischen Begriff der vergleichenden Gebirgslehre, sondern dürften sich infolge ihrer erdgeschichtlich jungen Prägung, infolge ihrer prächtigen Aufgeschlossenheit, vor allem aber auch dank der Jahrzehnte langen intensiven Bemühungen alpiner Geologen und Petrographen, vorzüglich zur Erforschung des gesamten, mit den Zentralgneisen der Orogene verbundenen Fragenkreises eignen.

Bindend für die Definition als Zentralgneis erachte ich die Tatsache, daß das betreffende Gestein nicht nur mechanisch (unmittelbare Teilbewegungen, L 116) in den orogenen Bauplan während der Orogenese eingeregelt wurde, sondern daß sich daneben auch ein gewisser Lösungsumsatz (mittelbare Teilbewegungen, L 116) mit Rekristallisationen usw. vollzog. Darüber sind sich wohl, angesichts der die mechanischen Teilbewegungen überdauernden Kristallisationen verschiedener Gesteinsgemengteile der Zentralgneise, alle Forscher einig. Größere, nur mechanisch während der betreffenden Orogenese deformierte, oder als Ganzes ohne differentielle Teilbewegungen verfrachtete Gneismassen pflegen wir nicht als Zentralgneise der betreffenden Orogenese zu bezeichnen. Es ist also in der vergleichend-geotektonischen Definition: Zentralgneis mitenthalten, daß dieser nicht nur rein mechanisch in die orogenen Leitlinien eingeregelt wurde, sondern daß sich im Rahmen enorogener Tiefenversenkung während seiner Prägung auch Kristallisationen abspielten. Diese enorogenen Kristallisationen können durch rein mechanische, postkristalline Deformationen in späteren Akten derselben Orogenese überholt worden sein, ohne deshalb einen Anlaß zu geben, dieses postkristallin deformierte Gestein nun nicht mehr als Zentralgneis anzusprechen. Analog nennen wir ja heute einen Zentralgranit des Orogens nur einen solchen Granit, dessen Prägung sich in dem betreffenden orogenen Zyklus abspielte, dessen Mag-

matismus also in irgendeinem ursächlichen Zusammenhang mit dem gesamten Stoffhaushalt des betreffenden orogenen Zyklus steht.

Die Meinungen der Forscher weichen aber bezüglich der Prägung der Zentralgneise als Ganzes während der betreffenden Orogenese heute noch insoferne voneinander ab, als die einen bloß „normalmetamorphe" (Terminus siehe L 54) Lösungsumsätze, die anderen hingegen auch, oder sogar nur magmatische Bildungen (juvenil und vados) für die enorogenen Kristallisationen der Zentralgneise verantwortlich machen wollen. Von der physiko-chemischen (mineralogisch-petrographischen) Einstufung der enorogenen Kristallisationen hängt aber die allgemein-geologische Einreihung der Zentralgneise und damit auch das tektonohistorische Verständnis ihrer Verbreitungsgebiete ab. Denn es fehlen zumeist stratigraphisch beziehbare Relikte in ihnen, oder sonstige in den umgebenden sedimentären Leithorizonten aufzufindende eindeutige Alterskriterien ihrer Platzstellung. So erzeugt die verschiedene Deutung der physikalischen Intensität der enorogenen Lösungsumsätze und Kristallisationen (Metamorphismus $\rightleftarrows$ Magmatismus) das Wohl und Weh der Systematik (Frage der Einstufung der Zentralgneisfazies in die allgemeine geologische Fazieslehre) und das Für und Wider bei Rekonstruktionen zeitlicher Vorgänge im betreffenden Gebirge (Platznahme der Zentralgneise). Nützlicher, als einen extremen Standpunkt in einer der beiden Richtungen (hier: Normalmetamorphismus [I]; oder dort: Neoplutonismus [II]) zu beziehen, erscheint es gegenwärtig, dem eigenartigen Zentralgneis wenigstens so viel Sorgfalt zu widmen, daß zumindest einmal der Versuch gemacht wird, seine Fazies gründlich zu studieren. Insoferne dürfen wir aber auch dankbar darauf hinweisen, daß sich gerade aus den extrem-gegensätzlichen Theorien mit ihren widerstreitenden Argumentationen das Interesse herleitet, welches man heute allenorts dem schon von den alten Bergmännern verfluchten (L 129), von den Geologen lange geringgeschätzten, — weil sie oft wenig damit anzufangen wußten —, Gneisgestein entgegenbringt.

Ein Charakteristikum der Zentralgneise ist ihre allgemeine Konkordanz (abgesehen von lokaler disharmonischer Tektonik) mit den Hüllzonen, so auch mit den sedimentogenen Metamorphiten des Geosynklinalstadiums desselben Orogenzyklus. Auch fehlen zumeist kontaktliche Starkwirkungszonen und lammfromm grenzen granitische Gneise an letztere, ohne hochtemperierte Reaktionssäume zu erzeugen. Bekanntlich führten diese Erscheinungen zu dem Deutungsversuch Nr. I (Normalmetamorphismus) der Platzstellung der Zentralgneise: Das granitische Material der Zentralgneise sollte während eines älteren Orogenzyklus als Diapirpluton in ein altes

Dach intrudiert, mitsamt diesem denudiert und darüber sollten die Geosynklinalsedimente des jüngeren Zyklus sedimentiert worden sein. Dann wurde der solchermaßen langsam geologisch herangereifte Komplex in die Orogenese dieses jüngeren Zyklus einbezogen.

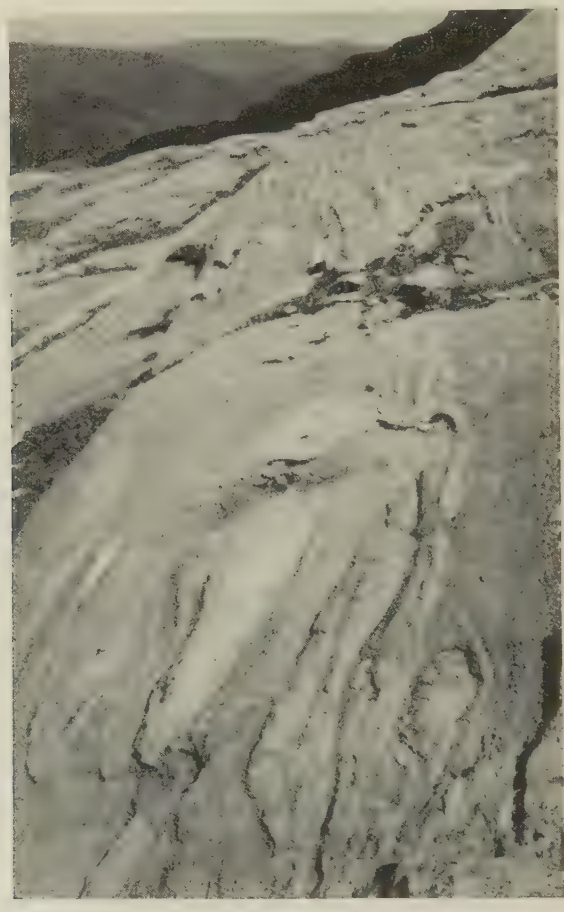


Abb. 1. Grobmengung zwischen mesozoischem Kalkmarmor einerseits und aplitischem bis granitischem Gneis andererseits. Gneis-Marmor-Migmatic. SE-Silbereckmulde. Brotlaibförmige Gneisschollen und Gneisschwielen schwimmen linear parallel geregelt im Kalkmarmor. Moar-Eissig-Kar.

normalmetamorph umgewandelt und eingeregelt. Der extrem davon verschiedene Deutungsversuch Nr. II (Neoplutonismus) stützt sich auf Beobachtungen in gewissen Gebirgsteilen (L 42, 45, 97, 15, 137, 69 u. a.), die kontinuierliche Übergänge vom konkordanten Zentralgneis zum diskordant die Hülle durchschlagenden spätorogenen Diapirpluton zeigen. Mit Evidenz ist meist nicht erwiesen, daß sich

in der diskordant durchschlagenen Hülle auch Geosynklinalsedimente desselben Zyklus befinden, bewiesen ist aber (z. B. L 15), daß die betreffende Hülle bereits vor der diskordanten Intrusion mitsamt den sedimentogenen Metamorphiten (Geosynklinalsedimente desselben Zyklus) konform durchbewegt wurde. Der Zentralgneis wäre nach diesem II. Versuch einer Beantwortung des Problems seiner Platzstellung eine „syntektonische Intrusion", oder ein „konkordanter Granit" (L 95). Den Widerstreit dieser Meinungen bezeichnet man als das Zentralgneisproblem (L 26, 89, 94, 59). Glückt die Lösung des Zentralgneisproblemes, dann sind wir einen bedeutenden Schritt zum Verständnis subkrustaler orogener Vorgänge weitergekommen, womit auch praktische Fragen enge verknüpft sind, wie Förderung radioaktiver Stoffe, Erze, Thermen, Geothermik im allgemeinen usw. (L 90, 35, 100).

Mir scheint die Grundidee (L 109, 110, 113, 115, abgesehen hier zunächst von detaillierten Begleitvorstellungen), daß die Tauerngneise weder nur-normalmetamorphe kristalline Schiefer, noch nur-„normale" (mit „ihrer Deutung durch die vorwiegend in den varistischen u. a. Massiven Mitteleuropas arbeitenden Forscher" L 53, S. 3) Granite während der kritischen Phase der Zentralgneisfazies waren, sondern in ihrer Gesamtheit ein ganz besonderes, in unsere Lehrbücher meist noch nicht aufgenommenes orogenes tektonisch-magmatoides Geschehen der Tiefenversenkung während der Orogenese abbilden, heute schon derart gefestigt zu sein (L 82 a, 44, 106, 107, 31), daß ich meine, mit dieser Grundkonzeption an die Materie herangehen zu dürfen. Mit anderen Worten sagt diese Arbeitshypothese, daß wir uns von den viel zu eng gefaßten, angesichts der Natur unhaltbaren, seinerzeit sicherlich methodisch notwendigen Lehrbuchgrenzen zwischen den Kapiteln Metamorphose und Plutonismus frei zu machen haben. Der allgemein-geologischen Fazieslehre wird ein weiterer petrogenetischer Bereich der Erdhaut anzugliedern sein, dessen Gebildetes (Gneise und Granite der Zentralgneis- und Zentralgranitfazies) und dessen bildende Umweltsfaktoren vorläufig behutsam, auf gesicherter geologischer, petrographischer und physiko-chemischer Grundlage langsam fortschreitend, zu erforschen sind. Einige Methoden dazu sind folgende:

B. Methoden.

1. *Das Experiment* unter künstlichen p-Bedingungen, welche einer natürlichen Tiefenversenkung des betreffenden Materiales unter etwa 8—15 km mächtigen auflastenden Gesteinsserien entsprechen (2000—4000 Atm.). Derartige Versuche werden derzeit im Carnegie-

Institut mit fingerhutlangen Zylindern an verschiedenen, den Gesteinszusammensetzungen entsprechenden Substanzen systematisch ausgeführt. Revolutionierend auf unsere petrogenetischen Vorstellungen, gerade bezüglich der Stoffmobilisation in Granit und Gneis, wirkte ja schon der in L 14 u. 54 eingehend geologisch-petrographisch ausgewertete Versuch *R. W. Goransons*. Bekanntlich wird mit diesem Versuch gezeigt, daß wasserhältiges granitisches Material unter den Drucken der Zentralgneisfazies (etwa 8—15 km auflastende Gesteinsserien) schon bei 500—600° C partiell zu schmelzen beginnt. Verlegte man die magmatischen Vorgänge früher einmal samt und sonders in Starkwirkungsbereiche, welche bezüglich der Temperatur bloß mit der Katazone kristalliner Schiefer bzw. noch kräftigeren Starkwirkungsbereichen parallelisiert wurden, weil man bloß die extrem hohen Schmelztemperaturen trockener Gesteinsschmelzen bei niedrigen Drucken vor Augen hatte, so weist das experimentell gewonnene Tatsachenmaterial heute darauf hin, daß unter den gehörigen (Zentralgneisfazies) Drucken wasserhältiges (in den versenkten Orogenzonen ist solches anzunehmen) granitisches Material schon bei Temperaturen partiell mobil wird, die der Epi- und Mesozone der alten Einteilung der kristallinen Schiefer angehören. Jedenfalls wird der Geologe den derzeitigen experimentellen Forschungen das größte Interesse entgegenbringen, auch wenn es ihm in Mitteleuropa vorläufig noch nicht vergönnt ist, selbst aktiv an diesen für die Petrogenese des Gneises grundlegenden Forschungen mitzuwirken.

2. Beobachtung und Typisierung der *Endometasomatosen (L 53) in Gneis und Granit.* Schon 1932 betrachtete *L. Kölbl* (L 88), auf den sorgfältigen Untersuchungen *E. Christas* (L 32, 33) weiterbauend, die Bildungsvorgänge, welche auf der endometasomatischen Aktivität der granitischen „Restlösungen" beruhen, als das bezeichnendste Merkmal der Tauerngneise und Tauerngranite. Die bereits verfestigten Gesteinsgemengteile werden von den mobilen „Restlösungen" korrodiert und auch die Kristallisate der „Restlösungen" (einige Feldspatausbildungen und Quarz) gehen selbst miteinander mannigfache Reaktionen ein. Die endometasomatischen, im Gesteinsgefüge überlieferten Vorgänge, werden zugleich zu einem getreulichen Abbild der während der letzten Gesteinsprägung herrschenden geologischen Umweltsfaktoren. *L. Kölbl* meinte schon damals, daß die Kristallisation der „Restlösungen" im Venediger Gebiet zumeist die alpidischen tektonischen Transporte und differentiellen Durchbewegungen überdauert habe.

Die physiko-chemische Deutung der in den Tauerngneisen so überaus aktiv wirkenden Endometasomatosen ist verhältnismäßig

einleuchtend, bis zu einem gewissen Grad schon von *E. Weinschenk* und *E. Christa* präformiert und zugleich die gedankliche Grundlage des Neoplutonismus. Unter den hohen Druckbedingungen der Zentralgneisfazies können die mobil im Muttergestein zirkulierenden (ob gasförmig, flüssig, oder Reaktionen im kristallinen Zustand, ist meist im einzelnen noch nicht näher bekannt) aplitoid-pegmatoiden Stoffe nicht in das Nebengestein entweichen und auch verhältnismäßig selten Gangspalten ausfüllen. Pegmatitgänge sind in der Tat in den Tauerngneisen und -Graniten nur recht beschränkt verbreitet. Die in das verfestigte Schwammgerüst (Paläosom) des Muttergesteins zwangmäßig eingeschlossenen mobilen Neosomstoffe stören aber höchst aktiv dessen Frieden. Dazu können wir uns vorstellen, daß die Umrührwirkung der gleichzeitig sich vollziehenden tektonischen Transporte und differentiellen Gesteindurchbewegungen in den Gneisen das System nicht zur Ruhe kommen läßt. Es muß sich im Zuge des enorogenen Bewegungsmechanismus wiederholt geänderten Stark- und Schwachwirkungsbereichen, den Stationen auf seiner tektonischen Fahrt anpassen, bis es endlich, mit den Reliktgefügen seiner wechselvollen Geschichte versehen, doch mehr oder weniger als ein getreues Abbild des letzten gesteinsprägenden Aktes und der diesen Vorgang beherrschenden geologischen physiko-chemischen Umweltsbedingungen, als höchst empfindliches Reaktionssystem erstarrt. Damit werden aber die Endometasomatosen zu sehr brauchbaren geologischen Leitindikatoren.

In neuerer Zeit hat vor allem *O. H. Erdmannsdörffer* gezeigt, daß auch „normale", „typisch magmatische" Granite (seine Beispiele entstammen vor allem den spätvariszischen Granitbatholithen Mitteldeutschlands) die endometasomatischen Erscheinungen in hochgradigem Ausmaß besitzen und so diese zweifelsohne aus liquidmagmatischem Schmelzfluß erstarrten Granite ein „metamorphes" (endometasomatisches) Gepräge aufweisen: „Es wird vor allem deutlich, daß die Alternative: — Eruptive oder metamorphe Struktur? — für viele Probleme dieser Bereiche zu eng oder zu primitiv ist." (L 53). Vergleiche auch: L 11, 135, 49, 50, 51, 94, 106, 107, 68 usw. Damit ist also bis zu einem gewissen Grade *L. Kölbl*s vorauseilende Erkenntnis bezüglich der prinzipiellen Eigenart der Tauerngranite und Tauerngneise hinsichtlich der Endometasomatose, — eine Eigenart, die er sogar im Gegensatz zu den „normalen" Lehrbuch-Graniten und -Gneisen noch durch eine eigene gesteinssystematische Namengebung als „Deuterogranit" und „Deuterogneis" zu verdeutlichen suchte —, zu modifizieren. Trotzdem scheint es mir, daß die Zentralgneisfazies doch noch um ein gut Teil reicher ist an endometasomatischer Formfreudigkeit als die Diapir-

plutonite, vor allem als die spätorogenen, reichlich Pegmatitgänge führenden oberflächennäher erstarrten Batholithe.

Jedenfalls stellt die neuere Entwicklung der im letzten Jahrzehnt kräftig aufstrebenden Granit- und Gneisforschung an uns die Forderung, die Endometasomatosen im Zentralgneis systematisch zu untersuchen. Für den Geologen ist es dann selbstverständlich, daß er sich weiters bemüht, zu erkunden, ob endometasomatische Erscheinungen mit tektonischen Vorgängen der die Zentralgneise prägenden Orogenese zeitlich zu korrelieren sind. Diesbezüglich ist strenge Selbstkritik erforderlich.

Bekanntlich bestehen ja einige Forscher auch heute noch auf dem Grundsatz, daß mit Ausnahme der periadriatischen Eruptiva nur normalmetamorphe Lösungsumsätze und Metasomatosen mit höchstens Neubildung von Albit (keinesfalls aber Neubildung von Kalinatronfeldspat und etwas An-reicheren Plagioklasen) während der alpidischen Orogenese in den heute in den Alpen erschlossenen Teufen des Gebirgskörpers stattfanden. Jeglicher Magmatismus wird nach Möglichkeit in die nicht erschlossene ewige Teufe verbannt. Der lokale alpine Meinungskampf wird zugleich zu einem allgemein geologischen, nämlich zur Problematik, ob sich während der Orogenese in 8—15 km Tiefe unter der Erdoberfläche unter den Epi- bis Mesobedingungen der kristallinen Schiefer pegmatoid-aplitoide Lösungsumsätze vollziehen. Die nordischen Schulen bejahen bekanntlich solche Vorstellungen und nennen die aplitoid-pegmatoide, wie immer physiko-chemisch beschaffene (gasförmige Emanationen, flüssige porenmagmatische Diffusionen, kristalline Reaktionen) mobile Zustandsform, den *Ichor* (= Gesteinsblut, Gesteinslymphe, Gesteinssaft). Der Ichor kann sowohl als juvenile granitische „Restlösung", wie auch als zuerst bei der Tiefenversenkung partiell mobil werdendes vadoses Exsudat (vadoses Porenmagma) gedeutet werden.

Im folgenden bediene ich mich der Ausdrücke: *„normalmetamorpher Lösungsumsatz"*, wenn Rekristallisationen, Endo- oder Zufuhrmetasomatosen mit höchstens Neubildung von Albit, Schachbrettalbit, Quarz usw. (sogenannte „Schieferhüllemetamorphose" = die von einigen Forschern dem alpidischen Metamorphidenstamm der Alpen allein zugebilligte alpidische Metamorphose) gemeint sind, während aplitoid-pegmatoide usw. Umsätze, an denen vor allem auch Kalinatronfeldspat mit echten Perthitstrukturen beteiligt sein kann, im folgenden als „magmatoide" oder *„ichoretische Lösungsumsätze"* bezeichnet werden.

Wenn schon *O. H. Erdmannsdörffer* (L 53) von normalmagmatischen, spätorogenen Diapirplutoniten sagen kann: „Die Korrosions-

folge" (im Verlaufe der Endometasomatose) „ist für zahlreiche solcher Granite typisch und tritt hier an Stelle der hypidiomorphkörnigen Kristallisationsreihenfolge", wie aufschlußreich mögen dann erst die Beobachtungen der Korrosionsfolgen und Reaktionsgefüge im weiteren Sinne der ichoretischen Lösungsumsätze im Zentralgneis für die Erforschung seiner Genese sein, sobald Beziehungen zwischen der tektonischen Geschichte und den Lösungsumsätzen gefunden sind.

3. Systematische *feldgeologische Untersuchungen zum Zwecke des petrogenetischen Verständnisses* der Zentralgneiskerne und Zentralgneisdecken. Voraussetzung dazu ist ein einfach gebautes, möglichst junges Gebirge mit frischen Aufschlüssen, mit Tiefenversenkung und enorogener Kristallisation während der Orogenese, in dem postkristalline Deformationen möglichst wenig intensiv zur Wirkung kamen. Dieser Fall liegt in den östlichen Hohen Tauern vor. Postkristallin deformierte Zonen, wie sie am Tauernwestende den Nordrand des Tuxer Kernes und weiters den Tauernnordrand bis in die Gerloser Gegend begleiten, fehlen hier regional. Nur an räumlich untergeordneten lokalen Zonen wurden in den östlichen Hohen Tauern (nähere Umgebung der Gneismassive) die alpidischen Kristallisationen postkristallin deformiert. Das Gebiet ist also wie geschaffen dafür, die kritischen Bedingungen der Zentralgneisfazies zu studieren. Die Bemühungen sind darauf gerichtet, die alpidischen Kristallisationen zu erfassen und mit der Tektonik zu vergleichen, um auf dieser Grundlage zu petrogenetischen Schlüssen und zur Erkenntnis der geologischen Umweltsfaktoren während der kritischen Zentralgneisfazies (letzte alpidische regionale Gesteinsprägung in den östlichen Hohen Tauern) zu gelangen. Gleichlaufend damit ist zu versuchen, eventuell bestehende proterogene Relikte aus älteren, vor der kritischen Zentralgneisfazies, eventuell auch voralpidisch sich abspielenden Gesteinsprägungen (Polymetamorphite) zu erkunden; ein Fall, der leider hier bedeutend schwieriger ist, als z. B. in Grönland (L 136), was sich seit jeher recht hemmend auf die Tauerngneisforschung auswirkte. Bedeutend einfacher ist es, die hysterogenen Erscheinungen im Gefolge der kratogenen Spättektonik der Taueriden zu erfassen.

Dabei wird die umgekehrte Wegrichtung eingeschlagen gegenüber der, die zumeist bei geologischen Aufnahmsarbeiten üblich ist. Der Feldgeologe richtet seine Arbeit doch in der Mehrzahl der Fälle nach fixierten petrogenetischen Grundvorstellungen ein, sammelt ein möglichst umfassendes Beobachtungsmaterial und gründet auf beiden seine tektonohistorische Synthese. Das Grundprinzip im hier gesteckten Rahmen muß hingegen darin bestehen,

daß die Petrogenese des Zentralgneises und der Vorgang, der zu seiner Platzstellung führte, als große Unbekannte das Forschungsziel bleibt, an das wir mit allen aufzubringenden feldgeologischen und petrographischen Methoden herangehen sollten. Vor allem ist zunächst ein exakter Ausgleich zwischen Alpentektonik und Gneispetrographie zu suchen.

Besieht man die drei genannten Methoden, dann möchte man glauben, daß die nächsten Jahrzehnte eine wesentliche Klärung der Gneisgenese bringen werden.

C. Aufgliederung des Stoffes.

Jede feldgeologische Arbeit in den Taueriden und Penniden strandet heute noch an den Klippen der Gneisproblematik, falls sie ein abgeschlossenes geologisch-historisches Bild des betreffenden Abschnittes zu geben trachtet. Die Autoren versuchen entweder, sich mit petrogenetisch ungenügend fundierten Hypothesen über die Hindernisse hinwegzusetzen, oder sie verzichten vorläufig bewußt auf die tektonohistorische Synthese, obwohl eine solche ja doch erst die Krönung jeder geologischen Feldarbeit darstellt. Diesen Verzicht leistete auch ich in meiner dreiteiligen Arbeit über das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal (L 55, 56, 57) in der Hoffnung, später den petrologischen Stoff als Grundlagenforschung für weitere stratigraphische und tektonische Erkenntnisse bearbeiten zu können, wozu nun nach 6 Jahren außerhalb der Alpen vertaner Kriegszeit die Möglichkeit hauptsächlich dadurch geboten ist, daß Herr Professor Dr. *Alexander Köhler* keine Mühe scheute, uns in die Wissenschaft von den Feldspaten einzuführen und mir immer wieder in freundlicher Aussprache den petrographisch fruchtbaren Weg weist.

Meine nach dem Kriege wieder aufgenommenen Untersuchungen beschränken sich vorläufig auf die östlichen Taueriden zwischen Hochtor und Tauernostende (Katschbergzone). Vergleichsbegehungen in den westlichen Taueriden und im Tessin sind geplant. In den Jahren 1946 und 1947 wurden dank der großzügigen Förderung durch den Vorstand des Geologischen Instituts der Universität Wien, Herrn Professor Dr. *L. Kober,* insgesamt 6 Monate für feldgeologische Studien, allerdings unter den durch die wirtschaftlichen Verhältnisse sehr erschwerten touristischen Nachkriegsbedingungen aufgewendet. Die laboratoriumsmäßigen Arbeiten erfreuten sich der dauernden Fürsorge durch Herrn Professor Dr. *L. Kober* und durch den Vorstand des mineralogisch-petrographischen Institutes der Universität Wien, Herrn Professor Dr. *H. Leitmeier,* der mit großer Sorgfalt die Arbeit förderte und mir alle Mittel seines Institutes,

vor allem auch die Sammlungen *F. Beckes* zur Verfügung stellte. Mit Rat und Tat halfen mir die Herren Kollegen Dr. *S. Prey*, Dr. *M. Sedlaczek* und Dr. *E. J. Zirkl* stets auf das liebenswürdigste aus.

Die Österreichische Akademie der Wissenschaften unterstützte die feldgeologischen Untersuchungen durch zwei Subventionen (1946 und 1947) und das Forschungsinstitut Gastein (Vorstand: Prof. Dr. *F. Scheminzky*, Innsbruck) erteilte mir zum selben Zwecke Stipendien und erstellte mittels seines physikalisch, chemisch, mineralogisch und biologisch orientierten Mitarbeiterstabes, dem ich als Geologe angehöre, reichhaltige allgemeinere Anregungen bezüglich der Zentralgneisfazies, sowie lokale, bezüglich Bergbau, Thermen und sonstige Gegebenheiten rund um das Gasteiner Tal. Es ist mir eine angenehme Pflicht, allen Genannten und den nicht namentlich angeführten Förderern und Helfern auch an dieser Stelle ergebenen Dank zu sagen.

Die Bearbeitung des recht umfangreichen Stoffes kann nur schrittweise erfolgen. Die wichtigsten Gesichtspunkte sind kurz folgende:

1. Neben den reinen Beschreibungen besteht die Hauptaufgabe des vorliegenden I. Teiles der Beiträge zur Kenntnis der Zentralgneisfazies zunächst darin, zu zeigen, daß während der alpidischen orogenen Tiefenversenkung im tieftaueriden Stockwerk rund um den Tauerntunnel perthitreiche, opt. negative, flaue (schwach mikroklingegitterte) Kalinatronfeldspate stabil waren, während geologisch gleichzeitig einige Kilometer darüber und in SE-Richtung (hochtauerides Stockwerk) in der Rote Wand—Modereck Gneisdecke perthitfreie, teilweise opt. positive, scharf mikroklingegitterte Kalinatronfeldspate stabil waren. Sowohl der erstgenannte Kalinatronfeldspat gehört einem intensivst alpidisch differentiell durchbewegten granitischen Augengneis (Riesenaugengneis des Radhausberg-Unterbaustollens) an, als auch der letztgenannte Kalinatronfeldspat im ebenfalls rücksichtslos alpidisch differentiell durchbewegten granitischen Augengneis der Rote Wand—Modereck-Decke. Zu erweisen ist die geologische Gleichzeitigkeit. Deshalb muß in diesem Rahmen eine eingehende Erörterung der Tektonik der östlichen Hohen Tauern erfolgen mit einigen Neuergebnissen des Verfassers. Die Feldspatausbildungen selbst sind zu beschreiben und zu typisieren. Tektonik und Feldspatausbildungen werden zunächst unabhängig voneinander dargestellt. Der Vergleich zwischen den beiden führt zu dem petrogenetischen Schluß, daß während der kritischen Zentralgneisfazies im tieftaueriden Stockwerk die Feldspate der erstgenannten Art stabil waren, welche, weil sie mit den Umweltsfaktoren offenbar in annäherndem Gleichgewicht gestanden haben müssen, Rückschlüsse auf magmatoide Verhältnisse, auf ichoretische Lösungsumsätze im tieftaueriden Stockwerk gestatten. Sie müssen dabei nicht unbedingt alpidisch gewachsene Holoblasten sein, was ich jedoch auf Grund ihrer Verbindungsschnüre mit aplitischen Adern und auf Grund des gesamten Erscheinungsbildes vermute, aber noch nicht in diesem hier vorgelegten I. Teil zu beweisen trachte. Jedenfalls waren sie im tieftaueriden Stockwerk stabil, während die Kalinatronfeldspate der zweitgenannten Art im hochtaueriden Stockwerk stabil waren und die Verhältnisse „normalmetamorpher" Art der sogenannten „alpidischen Schieferhüllemetamorphose" mit der Neubildung der Albitrundlinge usw. in diesem hochtaueriden Stockwerk kundtun.

2. Eine weitere Aufgabe von mehr lokalpetrographischem Interesse ist die Beschreibung des 5,3 km mächtigen, aus äußerst regelmäßig übereinanderfolgenden Gneis- und zentrale Schieferhülle-Zonen aufgebauten Profiles zwischen dem Tauerntunnel und Kolm-Saigurn am Nordfuß des Hohen Sonnblicks. Die Beschreibung der Gesteine im Rahmen dieser „Beiträge" wird schrittweise erfolgen. Der hier vorliegende I. Teil bringt eine Übersicht über das gesamte Profil und seine Seriengliederung, wobei sich als besonders bemerkenswert und geologisch bedeutsam die Horizontbeständigkeit der ichoretischen Lösungsumsätze herausschält.

Abb. 2. Grobmengung zwischen mesozoischem Kalkmarmor und aplitischem Gneis. Die stoffliche gegenseitige Durchdringung der schlingenartig auswitternden Aplitgneisfalten und des mesozoischen Kalkmarmors ist im mikroskopischen Bereich verfolgbar. SE-Silbereckmulde. Melnikkar.

3. In einem später folgenden Teil dieser Beiträge sollen die Beziehungen des ichoretischen Lösungsumsatzes der Tauerngneise mit stratigraphisch, nach den Regeln zentralalpiner Stratigraphie, mesozoisch einzustufenden Kalkmarmoren und deren schiefrigem sedimentogenem Gefolge analysiert werden.

Für das tektonohistorische Verständnis der Gneisgebiete des Metamorphidenstammes der Alpen, speziell z. B. für das geologisch-historische Verständnis der östlichen Hohen Tauern, erscheint es sehr wichtig, auf stratigraphischer und petrographischer Basis die Zeit der letzten Ichorese, das ist zugleich die zeitliche Fixierung der letzten, zu Grobmengungserscheinungen führenden ichoretischen Stoffumsätze („Migmatisationen", wenn man sich weniger exakt ausdrücken will) festzulegen. Meine bisherigen Beobachtungsergebnisse erweisen, — das möge hier bloß vorausgeschickt sein, — die Existenz alpidischer Ichorese in den östlichen Hohen Tauern. Zu einem ähnlichen, allerdings juvenil-intrusionsmechanistisch theoretisch ausgedeuteten Ergebnis, wäre, wie die Sätze in L 23, S. 6 zeigen, wenn schon damals der Perisphinctes im Hochstegenkalk gefunden gewesen wäre, *F. Becke*, 1909, und ist tatsächlich *F. Angel* 1931 gelangt.

Die mesozoischen Kalkmarmore (stratigraphische Äquivalente des Hochstegenkalkes im Zillertal mit Periphinctes spec. L 73) der SE-Silbereckmulde wurden mitsamt einem präexistierenden Gneismaterial alpidisch gefaltet, wobei einesteils rein mechanische tektonische Brekzien (L 56), andererseits durch ichoretischen Stoffaustausch hervorgebrachte Gneis-Marmor-Migmatite (Abb. 1) als Grobmengungen unmittelbarer und mittelbarer Teilbewegungen zwischen mesozoischem Kalkmarmor und präexistentem (vor der alpidischen Faltung der betreffenden Phase jedenfalls schon neben dem Kalkmarmor an Ort und Stelle vorhandenem) Gneismaterial aplitischer und granitischer Beschaffenheit entstanden. Abb. 2 und Abb. 3 zeigen die schon in L 55, Abb. 3 und 4 abgebildeten, hier aus anderer Blickrichtung aufgenommenen Durchdringungsstellen von aplitischem Gneis in mesozoischem Kalkmarmor

(Abb. 2) und mesozoischem Kalkmarmor in granitischem Gneis (Abb. 3). Reaktionssäume mit hochtemperierten Kontaktmineralien fehlen. Mesozoisches Karbonat scheint von Plagioklas und Kalinatronfeldspat sowohl als suspensionsförmiger wolkig feinverteilter Flitter, als auch in breiten Si-Zügen während dieser Grobmengung umschlossen worden zu sein: Erscheinungen, die noch kritischer Überprüfungen bedürfen. Im Siglitz-Unterbaustollen des Tauerntunnel—Kolm-Saigurn-Profiles findet sich eine ähnliche Grobmengungszone zwischen wahrscheinlich mesozoischem Kalkmarmor und granitartigem Gneis des Typus Siglitz.

Abb. 3. Grobmengung zwischen mesozoischem Kalkmarmor und aplitisch-granitischem Augengneis. SE-Silbereckmulde. Die Marmorbänder bilden rillenartige Vertiefungen im Augengneis. Loibspitze-S-Wand.

Analoga solcher stofflicher Durchdringungen zwischen mesozoischem Kalkmarmor einerseits und aplitischem bis granitischem Gneis andererseits wurden schon von *G. Klemm* und *H. Arndt* (L 74, 75, 10) aus dem Simplongebiet beschrieben, allerdings als das Endergebnis juveniler Diapirintrusionen aufgefaßt. *W. Freudenberg* hingegen wies auf ganz ähnliche Erscheinungen am Ostrande des Adulamassivs und deutete sie durchaus in modernem Sinne als die Wirkung vadosen ichoretischen Lösungsumsatzes infolge gemeinsamer Tiefenversenkung der beiden Medien (mesozoischer Kalkmarmor und vor der Verfaltung bereits vorhandenes Gneismaterial, L 60). Aber auch in anderen Zonen der Alpen dürften noch manche Überraschungen in Hinsicht auf alpidische ichoretische Stoffumsätze bevorstehen. Ich verweise bloß auf die jüngst von *H. Huttenlocher* bekanntgemachte Granitisation der permischen Geröllzonen von Fiesch („Verrucano") am Südrand des Aarmassivs (L 68).

4. Eine für die petrogenetische Deutung der Tauerngneise besonders wichtige, mich am brennendsten interessierende, ebenfalls erst in einem späteren Teile zu behandelnde Frage ist die, ob die Kalinatronfeldspat-Kristallaugen des granitischen, streng parallelschiefrig eingeregelten alpidischen Riesenaugengneises vom Radhausberg-Unterbaustollen bei Gastein, bloß alpidisch eingeregelte und etwas umkristallisierte Relikte ehemaliger porphyrischer Einsprenglinge eines älteren präexistierenden granitischen Materiales sind, oder ob sie zur Gänze alpidisch frisch gewachsene Holoblasten, oder ob sie drittens etwa ein Mittelding zwischen beiden darstellen („Megablasten" *O. H. Erdmannsdörffers* mit magmatisch gewachsenem Kern und metasomatischen äußeren Teilen, L 53). Die makroskopischen Beobachtungen (Kalinatronfeldspatisation, Verbindungen zwischen Kristallaugen und Feldspatzeilen, sowie zwischen Kristallaugen und aplitoiden und pegmatoiden Körpern des alpidischen

ichoretischen Lösungsumsatzes) sprechen für alpidische Holoblasten (L 58). Das mikroskopische Bild ist insoferne noch zweideutig, als die Einschlüsse in den großen Kalinatronfeldspat-Kristallaugen verschieden gedeutet werden können: A. als vom wachsenden Kristall eingeschlossene Grundgewebssubstanz, also als echtes si., B. als Spätbildungen im Gefolge (bezüglich der Kalinatronfeldspate) postkristalliner Deformationen während der alpidischen Tektonitprägung mit nachfolgender Rekristallisation des ursprünglichen, präexistierenden Kalinatronfeldspates. Demnach wären in dem längst fertigen Kalinatronfeldspat-Kristall während der Tektonisierung auf Rissen und Sprüngen, wie dies in postkristallin deformierten Myloniten tatsächlich häufig zu beobachten ist, die Substanzen aus dem nachbarlichen Gewebe eingewandert und der ursprüngliche Kalinatronfeldspat hätte dann am Ende der Tektonisierung eine ausheilende Rekristallisation erfahren, so daß er heute spiegelblank optisch einheitlich auslöscht, von den hypothetischen Rissen und Sprüngen nichts mehr zu sehen ist und die Einschlüsse als Schein-si in ihm drinnen gefangen sind. *S. Prey* beschrieb solche Erscheinungen aus dem südlichen Sonnblickgebiet und gab mir diesbezügliche Anregungen zur Selbstkritik.

Obwohl dieses schwierige, nur gefügekundlich zu lösende Problem erst später behandelt werden soll, läßt sich doch hier schon in rein stofflicher, mineralfazieller Richtung die Aussage machen, daß die ausheilende Rekristallisation, soferne sie tatsächlich vorhanden sein sollte, jedenfalls unter magmatoiden Bedingungen vor sich gegangen sein muß. Wir hätten es sonst nicht mit den perthitreichen, flauen Kalinatronfeldspaten des tieftaueriden Stockwerkes zu tun und die regelmäßige, durch Entmischung bedingte Aderperthit-Struktur wäre durch ausheilende Regenerationserscheinungen bei „normalmetamorpher" Fazies (hochtauerides Stockwerk, „Schieferhüllenmetamorphose") längst durch Umlagerung, ja Austreibung der Perthitsubstanz verloren gegangen.

Da Zusammenhänge der Feldspataugen mit Apliten und Pegmatoiden gegeben sind und vor allem die Aplite im Radhausberg-Unterbaustollen sehr bezeichnende alpidisch eingeregelte Faltungsformen mit Stofftransporten zum Faltenscheitel zeigen, scheint die gesamte Frage mit Hilfe von Gefügebeobachtungen lösbar zu sein.

Diese Frage führt dann endlich in letzter Konsequenz zum entscheidenden Problem, ob die mit diesen Gneisen verbundenen, makroskopisch regelloskörnigen Granite (Gneisplutonite) Relikte voralpidischer Granite, oder zur Gänze oder teilweise alpidisch frisch kristallisiert sind. *E. Christa* hat im Zemmgrund der Zillertaler Alpen diese Frage offenbar schon überzeugend im Sinne alpidisch kristallisierter Plutonite gelöst (L 32, 33). Vorläufig aber begnüge ich mich damit, auch für die östlichen Hohen Tauern *H. G. Backlunds* Satz als gültig anzumerken, der „strukturellen und chemischen Konvergenzerscheinung Gneis → Granit, die die zentrale Achse eines jeden Tektogens mit überraschender Einheitlichkeit charakterisiert". (Vortrag in Wien am 31. Oktober 1940, L 12.)

2. Tektonik.

A. Gesteinsserien-Gliederung.

Die Gesteinskomplexe der östlichen Hohen Tauern können vorläufig, um eine von noch ungeklärten genetischen Hypothesen

unabhängige Grundlage für die Darstellung der Tektonik zu erhalten, in folgende Großserien gegliedert werden:

A-Gneis (B. Sander, 1911, L 108). Gneise und Gneisplutonite von aplitischem, granitischem, granosyenitischem bis tonalitischem Pauschalchemismus und aplitischem, seltener pegmatoidem Ganggefolge. Ob echte Lamprophyre in den östlichen Hohen Tauern vorhanden sind, ist noch fraglich, da die betreffenden Vorkommen nicht streng diskordant lagern. Die A-Gneise sind das Baumaterial der gewaltigen, im allgemeinen recht einheitlichen Kerne mit überwiegend granitartigem Pauschalchemismus. Daran vermögen auch Einlagerung basischer und ultrabasischer Fische, sowie phyllitischer, glimmerschiefriger und quarzitischer Lagen nicht viel zu ändern. Die A-Gneise zeigen im ganzen Orthogesteins-Habitus, auch wenn die genannten basischen und schiefrigen Einlagerungen z. T. Reste eines sedimentären, eingeschmolzenen Daches bedeuten. Gesteine mit makroskopisch deutlich parallelflächigem Gefüge überwiegen weitaus, weshalb hier im Gegensatz zu *F. Angel* (L 5), der die Serie als „Tauernmigmaplutone" bezeichnet, der rein beschreibende gute alte Namen „Gneis" beibehalten sei. A-Gneise und M-Gneise (siehe unten) bilden zusammen den „Zentralgneis im engeren Sinne", das ist zugleich der „Zentralgneis", für den allein im Sinne der Definition in der Einleitung dieser Name berechtigt ist. Nichts stiftete in den Tauern mehr Verwirrung an, als die ungleichmäßige Verwendung dieses Ausdruckes einmal in dem hier gebrauchten Sinne (Zentralgneis im engeren Sinne, Orthogneise allgemein granitischer Zusammensetzung), andererseits dann wieder für sämtliche Gneisgesteine (feldspatführend) im Tauernraume.

Fehlt das makroskopisch flächige Parallelgefüge, dann verwende ich hier den Ausdruck Gneisplutonit (z. B. Gneisgranit, Gneistonalit usw.). Die ebenfalls zur A-Gneisserie zu stellenden, an Häufigkeit und Verbreitung in den östlichen Hohen Tauern den Gneisen weit hintanstehenden Gneisplutonite stehen bezüglich Mineralbestand, Pauschalchemismus, Gefüge und feldgeologischem Verband in kontinuierlicher Wechselbeziehung mit diesen. Die Aufschlußmächtigkeiten einzelner A-Gneis-Kernserien in den östlichen Hohen Tauern betragen bis zu 5 km Mächtigkeit.

B-Gneis (B. Sander, 1911, L 108). Weitaus vorherrschend flächiges Parallelgefüge. Ausnahmen davon finden sich nur in einigen extrem basischen (grobkörnige Amphibolite usw.) und extrem sauren (aplitischen) Lagen. Charakteristisch ist der tausendfache Wechsel basischer, bzw. glimmerreicher Lagen mit aplitischen Lagen. Ist solcher rhythmischer Wechsel in den A-Gneisen wesentlich auf Mm- und Cm-Dimensionen (Zeilengefüge, „Forellen" usw.)

beschränkt, so beherrscht er die B-Gneisserie höchst auffallend auch in Dcm-, M- und 100 m-Dimensionen. Die Schwarz-Weiß-Bänderung der B-Gneise wird zum Charakteristikum ganzer Bergsysteme. Dieser Riesenlagenbau *(B. Sander,* 1911) der B-Gneise umgürtet weithin die darunter befindlichen A-Gneis-Kerne, weshalb die B-Gneise von *F. Becke* auch als „Randgneise" bezeichnet wurden. Metabasite und zweifellos sedimentogene Serien spielen als dunkle Lagen (meist handelt es sich dabei um Paläosom gegenüber den aplitischen Neosom-Substanzen in diesen meist gebänderten Grobmengungsgesteinen) die Hauptrolle. Maximale Aufschlußmächtigkeit bis 2,5 km.

Gar nicht selten, mitunter auch in beträchtlicher Mächtigkeit (der Siglitz-Gneis erreicht über 1000 m Mächtigkeit) lagern innerhalb der B-Gneisserie recht einheitliche, stets aber von häufigen Glimmerschieferlagen und basischen Schollen durchzogene Gneise von granitähnlichem Pauschalchemismus. Soweit ich bisher beobachten konnte, unterscheiden sich diese granitischen Einlagen der B-Gneisserie durch echte Schachbrettalbitbildung, intensives Sprossen von Albitrundlingen (Plag. I) und beträchtlichem Gehalt an rhomboedrischem Karbonat recht wesentlich von der A-Gneisserie. Beispiele sind: Siglitz-Gneis, granitischer Gneis von Mayrhofer im Murtal und vom Kareck westlich vom Katschberg.

M-Gneise. Streng planparallelflächige Muskowit-Gneise von aplitischer bis granitischer Zusammensetzung. Der apfelgrüne Muskowit ist mikroskopisch schwach pleochroitisch (phengitisch, L 37). Neben Porphyroklasten von Kalinatronfeldspat in manchen Augengneisen dieses Typs sprossen reichlich Albitrundlinge. Die M-Gneisserie baut oft die wenig mächtigen (10—100 m-Dimensionen), aber wurmförmig weithin über Berg und Tal streichenden dünnen Gneislamellen und Gneisdecken, die in der peripheren mesozoischen Schieferhülle darinnen stecken, auf. Z. B. Lonza-Lamelle, Rote Wand—Modereck-Decke. Gneise der Mureck-Decke sehen makroskopisch ähnlich aus, sind mikroskopisch aber noch nicht untersucht.

Periphere Schieferhülle. Es wurde mitunter der Vorschlag gemacht, den Ausdruck „Schieferhülle" wegen der Mißverständnisse, zu denen er Anlaß gab, überhaupt fallen zu lassen. Grenzt man aber alles das, was in der Literatur schon unter „Schieferhülle" lief (B-Gneise, glimmerreiche Schollen in den A-Gneisen, periphere und zentrale Schieferhülle) einigermaßen verständnisvoll und der Natur entsprechend, wie dies für jede Seriengliederung in fossilarmen oder fossilfreien Gebieten nötig ist (L 95 a), voneinander ab, ohne genetische Deutungen, die noch fraglich sind, von vornherein

in die Begriffe hineinzulegen, dann ist es sicherlich nicht nötig, ein neues Wort an Stelle des altgewohnten Ausdruckes „Schieferhülle" zu setzen.

In die periphere Schieferhülle reihe ich einschließlich der auch in ihr enthaltenen K-Gneise (siehe unten) alle nichtgneisigen Gesteine (hauptsächlich sind es auch hier kristalline Schiefer) der östlichen Hohen Tauern bis zur Grenze des Unterostalpins (Lungauriden) ein, soweit in ihrem geologischen Verband nach den Regeln zentralalpiner Stratigraphie einwandfreies Mesozoikum mitenthalten ist. Als K-Gneise (Knotengneise, *W. Hammer*) können die charakteristischen Albitknotengneise (in L 55 voreilig als: „albitinjizierte Glimmerschiefer" bezeichnet) in der Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe mit den alpidisch gesproßten Albitholoblasten bezeichnet werden, deren Zugehörigkeit zur peripheren Schieferhülle, obwohl es sich petrographisch um Gneise handelt, dem feldgeologischen Verbande nach oft sehr deutlich ist. Es gibt auch K-Gneise in den anderen Serien.

Die in L 56 von mir aufgestellte Gliederung des Gesteinsbestandes der Tauernschieferhülle am Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal dürfte auf die gesamte periphere Schieferhülle der östlichen Hohen Tauern ausdehnbar sein. Daß die Einstufung gewisser kalkfreier dunkler Phyllite („Riffelschiefer", „Fuscher Phyllit") entweder nach den Erfahrungen weiter westlich (Modereck-Decke, Glockner-Depression, L 47 und 28) zur Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe, oder nach den Erfahrungen weiter östlich (Gasteiner Gebiet, Silbereckmulde, Katschbergzone, L 72 und 55, 56, 57) zur Phyllit-Grünschiefer-Gruppe noch Schwierigkeiten bereitet, sei nebenbei erwähnt.

Die periphere Schieferhülle entspricht also der in L 56 gekennzeichneten Tauernschieferhülle abzüglich jener Serien der Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe, die als mehr oder weniger geologisch selbständige Verbände innerhalb der Gneisgebiete auftreten (zentrale Schieferhülle).

Zentrale Schieferhülle. Innerhalb der Gneismassive finden sich häufig im Vereine mit Metabasiten, Schiefergneisen und Grobmengungsprodukten aller Art Gesteine, die der Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe der peripheren Schieferhülle vollends entsprechen. Hierher gehören z. B. Serizitquarzite, Serizitphyllite, Glimmerschiefer mit Biotit- und Chloritporphyroblasten, K-Gneise und vor allem auch die typischen Graphitquarzite und Graphitphyllite. Diese Serie zunächst genetisch neutral zu typisieren und zu benennen, aber auch von der in anderem geologischem Verbande auftretenden peripheren mesozoischen Schieferhülle abzutrennen, ist äußerst notwendig. Die petrologische Erfassung dieser Serie ist einer der wichtigsten Schlüssel zum geologisch-historischen Verständnis der ganzen Gebirgsgruppe. Ihr „paläozoischer Habitus"

wird offensichtlich von *F. Angel* und *R. Staber* in dem Sinne angezweifelt, daß diese Autoren auf ihrer Karte (L 9) mittenhinein in die Serie, Kalkphyllit-Migmatite kartieren, die mir bisher nicht wenig Kopfzerbrechen und unvergeßliche Exkursionstage im Gebiet Weinschnabel—Kölnbreinspitze verursachten und deren Bearbeitung in einem späteren Teil dieser „Beiträge" erfolgen wird. Es ist also noch nicht entschieden, ob die zentrale von der peripheren Schieferhülle primär-sedimentär-stratigraphisch, oder sekundär-granitisiert abzutrennen ist. Klar abtrennen, dem feldgeologischen Verbande und Erscheinungsbild der zentralen Schieferhülle inmitten der Gneisgebiete, fernab von sicherem Mesozoikum entsprechend, müssen wir sie vorläufig jedenfalls.

B. Statische Tektonik.

Die Lagerung dieser Gesteinsserien ist nun an Hand des Tektonogramms (Abb. 4) kurz zu erläutern. Nur das unserer tatsächlichen Beobachtung zugängliche tektonische Gebäude ist kurz zu skizzieren. Wir wollen damit feste Naturlaboratoriumsgrundlagen für die Gneisbeobachtungen erhalten, wozu die östlichen Hohen Tauern in Anbetracht der prächtigen Aufschlüsse und der glänzenden hier in den letzten Jahrzehnten vollbrachten alpentektonischen Leistungen *(L. Kober,* 1921. Das östliche Tauernfenster, L 78 u. a.) wie kaum ein anderes geeignet ist.

Der äußerste SE des Gebietes (Reißeckgruppe) ist noch beinahe tektonisches Neuland. Nach den Erfahrungen von *F. Angel* (L 4) und auf Grund eigener Übersichtsbegehungen lagern kuppelförmig zutiefst die A-Gneise des Gößgrabens (Gößgrabenkern, A_1). Nach SE werden sie von B-Gneisen und peripherer Schieferhülle überdacht, die um das Ostende der Hohen Tauern halbkreisförmig herumstreichen.

Gegen SW, NW und NE sinkt der Gößgrabenkern flach unter die Reißeckmulde (zentrale Schieferhülle, Z_1) ein, der die A-Gneise des Hochalmkernes (A_2) rings um das Amphitheater des Gößgrabenschlusses vom Triesten über die Hochalmspitze zum Schmiednock flach auflagern. Der Hochalmkern, der als breit ausladender Mittelpunkt der Gebirgsgruppe von W, N und E gesehen als das Prototyp eines autochthonen Massivs erscheint, schwebt hier im S über zentraler Schieferhülle. Wie weit allerdings die Reißeckmulde unter den Hochalmkern nördlich des Gößgrabens vorgreift, vermögen wir derzeit noch nicht anzugeben.

Die A-Gneise des Hochalmkernes bilden einen halbmondförmigen, gegen NW konvexen und östlich sich kuppelförmig verbreiternden Körper, der allseits nach den konvexen Außenflanken unter

die ihn bedeckende B-Gneisserie eintaucht, welche sich, vom Tauernostende kommend, längs des Mölltales und quer über das Dössener- und obere Seebachtal zum Großelendtal herumschlingt. Gegen das Mölltal zu werden die Fallwinkel der Riesenlagen des konvexen Außenrandes dieser B-Gneise kontinuierlich steiler und erreichen am Ehrendorfer Steig im Riekentalschluß saigere, weiter talauswärts N-geneigte Stellung. Dieselbe, steil N-geneigte Lagerung beherrscht bekanntlich (L 78, 16) die darüberfolgende periphere Schieferhülle längs des Mölltales von Mühlbach bis Obervellach.

Über den weiteren Verlauf des Hochalmkernes im E, also im Raume um die Gmündner Hütte im Maltatal (im Tektonogramm befindet sich an dieser Stelle ein Fragezeichen) fehlen noch Beobachtungen. Entweder keilt der Hochalmkern hier aus, oder er setzt in einer schwungvollen, das Bewegungsbild der östlichsten Silbereckmulde (P_1) befolgenden Falte ins Hangende der Silbereckmulde (in M_1) über. Letztere von *L. Kober* (L 78) begründete und von *F. Angel* (L 4) und vom Verfasser 1940 (L 56) vertretene Auffassung hat angesichts der nach S gekehrten Faltenscharniere (Muldenschlüsse) in den aufgelösten Silbereck-Muldenzügen im Melnikkar (L 56, Abb. 6 u. 7 und Tafel IX) viel Wahrscheinlichkeit für sich, soll aber in diesem Zusammenhang, wo nur klar erwiesene tektonische Tatsachen als Fundamente für petrogenetische Untersuchungen aufzuzeigen sind, vorläufig fallengelassen werden. Ich bezeichne daher den der Silbereckmulde (P_1) auflagernden Gneiskörper (M_1) vorsichtshalber mit einem eigenen Lokalnamen als Mureckdecke, M_1 (= „Lappen der Hochalmdecke im Hangenden der Silbereckmulde", L 56).

Dem Hochalmkern ist im Norden der wuchtige, halbmondförmige Körper des Hölltor-Rotgüldenkernes, A_3 (= „Ankogeldecke" *L. Kober*s L 78, *F. Angel*s L 7, 4 und Verfasser L 56) vorgelagert. Die Trennung zwischen dem Hölltor-Rotgüldenkern und den B-Gneisen im Hangenden des Hochalmkernes, bzw. gegenüber dem Hochalmkern selbst, vollzieht die von *L. Kober* in ihrer gesamten alpentektonischen Bedeutung erstmals erkannte (L 78) Seebach-Hafner-Mulde (zentrale Schieferhülle Z_2-E-Teil). Als einheitliche Schieferzone verläuft sie von Mallnitz bis ins Kleinelendtal und ist in den vom Eis glattgescheuerten Hochkarböden an der SW-Flanke der Hafnerkette als Grobmengungsserie mit aplitischen Stoffen in einer Pracht sondergleichen (L 7) bis hinüber zur Silbereckmulde im Melnikkar erschlossen. Längs dieser 25 km langen trennenden zentralen Schieferzone von Mallnitz bis zum Melnikkar fällt der Hochalmkern in nördlicher Richtung unter die Seebach-Hafner-Mulde ein und längs der gesamten Strecke über-

dachen die A-Gneise des Hölltor-Rotgüldenkernes, ihrerseits ebenfalls nördlich einfallend, die Seebach-Hafner-Mulde. Der Hochalmkern unterteuft also die S-Randzone des Hölltor-Rotgüldenkernes.

Den Namen „Ankogeldecke" oder „Ankogelmassiv" verwende ich deshalb nicht mehr, weil der Große und der Kleine Ankogel südlich außerhalb dieser Einheit sich befinden und von den B-Gneisen im Hangenden des Hochalmkernes aufgebaut werden (daher auch die wenig eindrucksvolle Besteigung des Ankogels über den blockreichen Grat), L 9. Regional gesehen liegen Hölltor-Rotgüldenkern und Hochalmkern nebeneinander, wobei die S-Randzone des Hölltor-Rotgüldenkernes mit Einengungstektonik über den Hochalmkern steil aufgepreßt ist.

Dem E-Abschnitt des Hölltor-Rotgüldenkernes lagert die mesozoische Silbereckmulde (P_1) auf und darüber lagert die Mureckdecke (M_1). Darüber folgt dieselbe B-Gneisserie, die um das Tauernostende herumzieht und darüber die nördliche periphere Schieferhülle.

Der W-Abschnitt des Hölltor-Rotgüldenkernes nimmt an der großen Rollfalte teil (Einengungstektonik), deren Faltenachse vom Hölltor Kogel über den Korntauern zu den westlichen Häusern der Ortschaft Mallnitz streicht und hier modellartig erschlossen gegen SSW versinkt. Dieses Gebilde nenne ich Mallnitzer Rollfalte. Schon *F. Becke* zeichnete anläßlich einer Begehung der Weißenbachschlucht bei Mallnitz für das Tauerntunnelprojekt im Jahre 1902 in sein unveröffentlichtes Tagebuch die Gneisfalte. Die NW-Flanke der Falte sinkt breit ausladend, mit den planparallelen Gneisbänken die Einzugsgebiete des Anlauf- und Kötschachtales umfassend, flach gegen das Gasteiner Tal ab. Die SE-Flanke taucht steil NW-einfallend im unteren Seebachtal, Scheinbretterspitze, Grubenkarscharte unter und bewirkt so die Auflagerung der S-Randzone des Hölltor-Rotgüldenkernes über den Hochalmkern.

Die den westlichen Hölltor-Rotgüldenkern überdachenden tektonischen Einheiten machen bis vor die Stirnfront des Sonnblick-Kernes getreulich die Rollfaltung mit. Zunächst umhüllt die zentrale Schieferhülle, die wir aus dem Raume Seebach—Hafner bereits kennen, schalenförmig den Hölltor-Rotgüldenkern, was in der bekannten Deckkappe der Hindenburghöhe und der 10 km langen N—S streichenden Woiskenmulde seinen feldgeologischen Ausdruck findet (L 21, 123, 78). Damit erhalten wir die gesamte einheitlich erschlossene, von *L. Kober* als eine untrennbare Einheit klar erkannte (L 78) Woisken-Seebach-Hafner-Mulde (Z_2).

Der Woiskenmulde lagern die granosyenitischen Gneise der Romate-Decke (A_4) auf. Feintektonische Aufnahmen des Verfassers bei Mallnitz ergaben, daß auch die Romate-Decke in die Mallnitzer Rollfalte miteinbezogen ist und die Romate-Decke am Winkler-

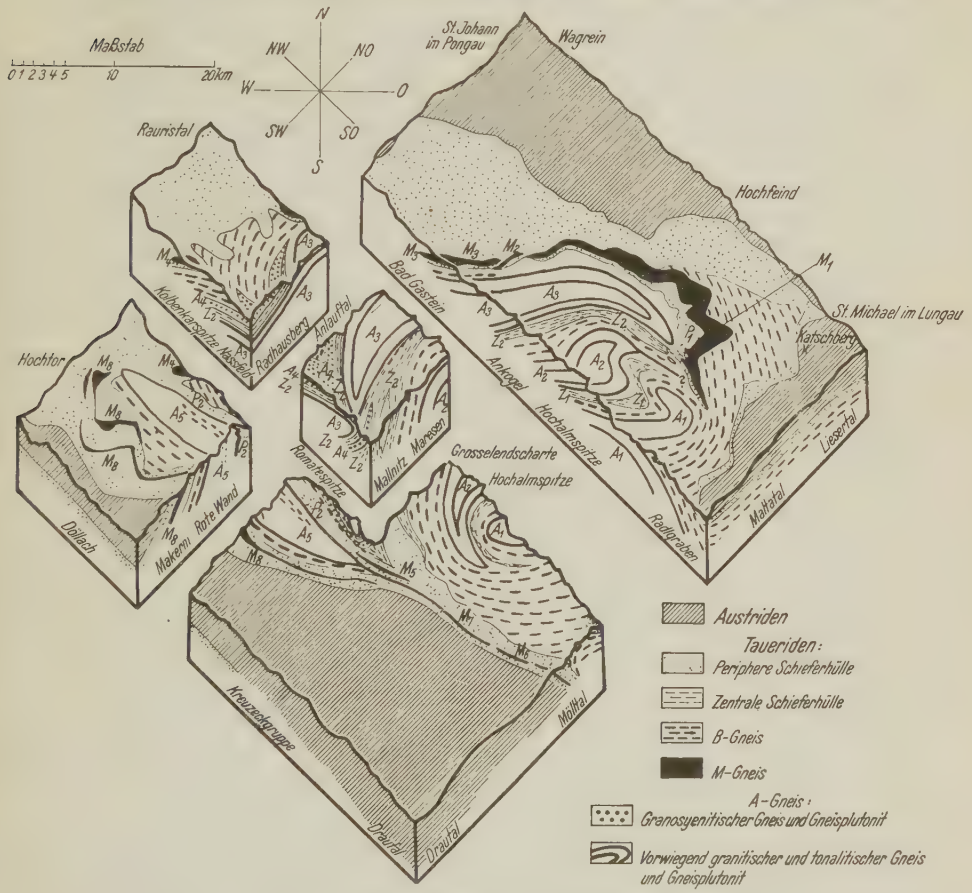


Abb. 4. **Tektonogramm der östlichen Hohen Tauern.**

Erklärung der Abkürzungen: A-Gneis-Kerne und Decken: A_1 = Gößgrabenkern. A_2 = Hochalmkern. A_3 = Hölltor-Rotgüldenkern. A_4 = Romatedecke. A_5 = Sonnblickkern. Zentrale Schiefermulden: Z_1 = Reißeckmulde. Z_2 = Woisken-Seebach-Hafnermulde. Periphere Schiefermulden: P_1 = Silbereckmulde. P_2 = Mallnitzer Mulde. M-Gneisdecken und Lamellen: M_1 = Mureckdecke. M_2 = Petzachalmdecke. M_3 = Flugkogeldecke. M_4 = Durchgangalmdecke. M_5 = Lonza-Lamelle. M_6 = Mühldorfer Lamelle. M_7 = Sonnblickstiel-Lamelle. M_8 = Rote Wand-Modereck-Decke.

balfen bei Mallnitz aus der NW-Streichrichtung in die NNE-Richtung umbiegt, wie dies von *L. Kober* 1921 (L 78) auf Grund regionalgeologischer Überlegungen und Beobachtungen gezeichnet worden war. Unter den Alluvionen des Seebachtales scheint die Romate-Decke zwischen Hölltor-Rotgüldenkern und Hochalmkern innerhalb zweier

Äste der Seebachmulde auszukeilen. Der westliche Ast der Seebachmulde setzt als Liegendes der Romate-Decke in die Woiskenmulde fort; der östliche Zweig verbindet sich mit der peripheren Schieferhülle im Hangenden der Romate-Decke. Hoch oben am Grat, W unter der Maresen, trägt dieser östliche Zweig der Seebachmulde den gegen die Tiefe hin synklinal aushebenden nördlichsten Rest peripherer mesozoischer Schieferhülle, die aus dem Süden, aus dem Mölltal herüberstreicht. Auf *F. Angels* und *R. Stabers* Karte ist dies ebenfalls klar zum Ausdruck gebracht (L 9). Somit ist hier periphere mesozoische Schieferhülle ebenso in die zentrale Schieferhüllentektonik der Woisken-Seebach-Hafner-Mulde miteinbezogen wie am SE-Ende der Silbereckmulde die mesozoischen Kalkmarmorfalten im Melnikkar.

Fraglich und feldgeologisch noch nicht abgeklärt ist die nördliche Fortsetzung der Woiskenmulde und Romate-Decke W über Böckstein.

Über der Romate-Decke lagern schollenförmige zentrale Schieferhüllevorkommen mit Graphitquarziten, die ich als Ebeneck-Kreuzkogel-Schuppen bezeichne. Darüber macht sich die B-Gneisserie breit, die keilförmig gegen SE spitz zulaufend wiederum bis zur Mallnitzer Rollfalte am Winklerbalfen zu verfolgen ist. In ihr liegt der über 1 km mächtige Siglitz-Gneis als Linse drinnen. Die letztgenannten Serien sind im Tektonogramm einheitlich als B-Gneise verzeichnet. Ihre Abgrenzung N Böckstein gegen die A-Gneise des Hölltor-Rotgüldenkernes ist noch fraglich.

Über dem geschlossenen nördlichen Gneisrand befinden sich in der W-Fortsetzung der Mureck-Decke noch vereinzelte Gneisdecken und Gneislamellen: Petzachalm M_2 (L 21); Flugkogel M_3 (L 21 u. 120) und Durchgangalm M_4 (L 72). Die beiden letztgenannten Gneislamellen bestehen nicht aus M-Gneisen.

Die den Tauernostrand umspannende periphere Schieferhülle, die wir im Hangenden der B-Gneise des Hochalmkernes im Mölltal widersinnig N-fallend verlassen haben, nimmt mit Annäherung zum Mallnitztal in ihren nördlichen Teilen flach SW-geneigte Lagerung an und verbindet sich als Mallnitzer Mulde (strenggenommen liegt die Ortschaft Mallnitz bereits in dem aus der Seebachmulde einschwenkenden Ast zentraler Schieferhülle) über Lonza-Geiselkopf-Schareck-Hocharn mit der nördlichen zusammenhängenden peripheren Schieferhülle. Der südliche Teil der Mallnitzer Mulde bewahrt seine Steilstellung vom Mölltal bis zum Hocharn.

Inmitten der Mallnitzer Mulde befindet sich in den Hängen der Lonza und den Mallnitzbach gegen E überquerend ein M-Gneis-

band: die Lonza-Lamelle M_5 (L 61). Ebenso werden von *H. Beck* (L 16) im Raume um Mühldorf im Mölltal Gneislamellen in der peripheren Schieferhülle erwähnt, M_6. Typisches M-Gneisgepräge zeigt der bekannte (L 78) Gneisstil im Mölltal, in welchen der Sonnblickkern im Streichen ausmündet und der kontinuierlich bis Kolbnitz verfolgbar ist (M_7).

Der gewaltige A-Gneiskomplex des Sonnblickkernes (A_5) geht aus diesem dünnen Gneisstil im Mölltal, mit dem er unmittelbar in der Streichrichtung verbunden ist, hervor. Das regionale Einfallen der Mallnitzer Mulde unter den Sonnblickkern (L 78) wurde auch von *A. Kieslinger* (L 71, 72) bestätigt und steht mit meinen Beobachtungen im Einklang. Wie tief und wie weit gegen SW die Mallnitzer Mulde unter den Sonnblickkern hinabreicht, ist aus den Aufschlüssen nicht ersichtlich. Die wesentlichsten tektonischen Merkmale des Sonnblickkernes sind bekanntlich (L 76, 78) die steile Stirne der Gneisbänke gegen NE und das flachere Absinken der Gneisbänke gegen SW. Die nach NE konvexe aufrechte Stirnwölbung der Front des Sonnblickkernes über der Mallnitzer Mulde ist im Einzugsbereich des Mallnitzer Tauernbaches, also am Feldseekopf, Astromspitze, Böseck, prächtig durch die Erosion herausmodelliert. Am Feldseekopf umschmiegen die aus der Mallnitzer Mulde steil auftauchenden Glimmerschiefer die Stirne und biegen flach nach SW, wo sie am Feldseekopf kappenartig dem Sonnblickgneis auflagern, ins Hangende des Sonnblickkernes um. Die von *L. Kober* erkannte Sonnblickstirne ist eine regionale, auf 20 km Längserstreckung vom Hocharn bis E vom Böseck anhaltende Erscheinung mit prächtiger B-Tektonitausbildung (walzenförmige Gneisstengel in allen Dimensionen). E vom Böseck geht die Stirne unmittelbar im Streichen in den Gneisstil (M_7) über. Die regionale Saigerstellung der Schichtkomplexe im Mölltal E vom Mallnitztal setzt sich in der steilen Sonnblickstirne fort. Die SW-Abdachung des Sonnblickkernes wird von B-Gneisen eingehüllt.

Darüber folgt längs der SW-Abdachung des Sonnblickkernes periphere Schieferhülle, in der die hauptsächlich aus M-Gneisen aufgebauten, insgesamt 25 km langen und nur einige Zehner von Metern mitunter mächtigen dünnen Lamellen der Rote Wand-Modereck-Decke (L 122, 76, 78) eingeschaltet sind. Diese nach Art der *Argand*schen Wurmzonen konkordant mit der peripheren Schieferhülle ihres Liegenden und Hangenden über Berg und Tal streichenden Gneislamellen gliedern sich nach den Aufnahmen von *S. Prey* (L 104, 28) in zwei Einheiten. Die tiefere Einheit spaltet sich im Gebiete des Sandkopfes vom Sonnblickkern ab und streicht zum Hinteren Modereck (Modereck-Decke nach *S. Prey*). Die

höhere Einheit (Rote Wanddecke, *S. Prey*) zieht vom Mölltal bei Flattach über die Rote Wand und Stanziwurten wiederum hinunter ins Mölltal bei Apriach, übersetzt die Möll und findet sich dann an der Basis des Hochtor-Mesozoikums im Weißenbachkar wieder.

In der Glocknerdepression verbinden sich abermals südliche und nördliche periphere Schieferhülle.

C. Dynamische Tektonik.

Einen Gebirgsbau wie den vorliegenden rein statisch zu beschreiben, ist beinahe eine Unmöglichkeit, so daß wir uns schon im vorhergehenden Abschnitt mitunter zu dynamischen Aussagen hinreißen ließen. Hier soll aber systematisch das, was uns heute in bezug auf die Dynamik des Gebirgsabschnittes als gesichertes feldgeologisches Beobachtungsgut erscheint, kurz in Übersicht gebracht werden.

Zwei grundlegende Bewegungsarten sind zu unterscheiden:

1. Die Einengungstektonik in der Tiefe; hier der tieftaueride Bewegungsstil der Gneiskernzonen und ihrer unmittelbar zugehörigen Begleitzonen (Bewegungsstil der „Grunddecken" des Tauernfensters, *L. Kober,* 1938, L 82 a).

2. Die Tektonik der tangentialen Horizontaltransporte in der Höhe; hier der hochtaueride Bewegungsstil der, den stauenden Wirkungen der tiefen Gneismassive entzogenen, gleitbrettartig SW → NE, bzw. S → N vergenten höheren Einheiten (manche B-Gneisserien, M-Gneislamellen, große Teile der peripheren Schieferhülle, entsprechend dem Bewegungsstil der „Dachdecken" des Tauernfensters, *L. Kober,* 1938, L 82 a).

Diese dynamische Gliederung in den östlichen Hohen Tauern war schon von *L. Kober* und *M. Stark,* 1911, 1912 angebahnt, wurde vor allem durch die Sonnblick-Untersuchungen *A. Winkler-Hermadens*, 1923, 1926 (L 138, 139) im Westen und durch die Untersuchung des Bewegungsbildes der Silbereckmulde durch den Verfasser, 1940 (L 56) im Osten detailliert dargelegt.

Meine heutige Auffassung zielt auf Grund vieler Detailbeobachtungen dahin, daß beide Bewegungsstile geologisch gleichzeitig während der alpidischen Orogenese, vor allem während des letzten regionalen alpidischen gesteinsprägenden Aktes wirkten. Es ist mir unmöglich, zwischen die beiden Bewegungsstile einen zeitlichen Hiatus zu legen. Beide sind der Ausdruck ein und desselben Großvorganges, nämlich der alpidischen Tiefenversenkung und Orogenese. Im hochtaueriden Stockwerk wirkte vor allem die periphere Schieferhülle als Schmiermittel, so daß die Möglichkeiten

für den freien Horizontaltransport gegeben waren. In der Tiefe war die differentielle alpidische Gesteinsdurchbewegung durchaus nicht geringer, ja höchst wahrscheinlich sogar noch viel intensiver (*E. Kraus*, L 92), mußte sich jedoch in Einengung, Wirbelbildung, Steilstellung usw. auslösen, da keine regional freien Gleitbahnen vorhanden waren.

Zu einem gewissen extrem-alpidischen Standpunkt bezüglich der tieftaueriden Tektonik führten mich, im Gegensatz zu *A. Winkler-Hermaden* und *R. Staub* (L 124) meine bisherigen Aufnahmsergebnisse und Beobachtungen auf Exkursionen im Gesamtgebiet der östlichen Hohen Tauern. So muß ich heute frei einbekennen, daß ich derzeit keine voralpidischen, lokal oder regional als parallelflächig feldgeologische Gefüge in Erscheinung tretenden Strukturen in unserem Raume kenne. Die von *A. Winkler-Hermaden* und *R. Staub* als solche beschriebenen erwiesen sich mir alpidisch. Es ist mir also derzeit keineswegs, wie etwa *N. Oulianoff* (L 98 a) im Mont-Blanc-Massiv, möglich, voralpidische und alpidische Streichrichtungen zu unterscheiden, sondern ich habe die Überzeugung gewonnen, daß die gesamten östlichen Hohen Tauern durch und durch alpidisch durchbewegt und schonungslos auch in den tieftaueriden Einengungstektonikzonen von der Mm- bis zur Km-Dimension alpidisch eingeregelt wurden. Die Fortsetzung der von mir begonnenen diesbezüglichen systematischen feintektonischen Untersuchungen sind im Gange und werden ja bald umfangreicheres Beobachtungsmaterial fördern. Hier sei kurz auf den bisherigen Stand der Untersuchungen eingegangen.

Die alpidischen Tangentialtransporte und zugehörigen differentiellen Durchbewegungen der höheren tektonischen Einheiten der östlichen Hohen Tauern brauchen, weil seit den grundlegenden Arbeiten *L. Kober*s und *M. Stark*s allgemein bekannt, hier nicht näher erläutert werden. Dazu gehören der Großteil der peripheren Schieferhülle-Zonen und Gneis-Dachdecken, worunter die entweder lamellenförmig ins Mesozoikum eingeschalteten oder das Mesozoikum konform unterlagernden Gneiskomplexe zu verstehen sind (z. B. Mureckdecke, Petzachalmdecke, Flugkogeldecke, Durchgangalmdecke, Lonzalamelle, Sonnblick-Stirnzone, Sonnblickstil im Mölltal östlich vom Mallnitzbach, Sonnblick-SW-Abdachung, Rote Wand-Modereck-Decke). Vorwiegend sind tektonische Konkordanzen. Im Windschatten des tektonischen Fließens finden sich mitunter auf alpidischer disharmonischer Tektonik beruhende Diskordanzen (z. B. Gneiskeile, die gegen die Liegendserie der Silbereckmulde N vom Tauernhauptkamm vorgetrieben sind.

L 56; und ähnliche Erscheinungen längs der Sonnblickstirne). In solchen tektonisch geschützten Lagen finden sich am ehesten noch einfache Faltenschlüsse vor, die der alles zerscherenden Gleitbrett-Tektonik entgangen sind, und an denen die NE-, bzw. N-Vergenz der Faltung deutlich ablesbar ist.

Bezüglich der tieferen Regionen der östlichen Hohen Tauern, in welche die periphere Schieferhülle nur selten miteinbezogen ist (z. B. im Melnikkar) und die sich hauptsächlich aus den A-Gneiskernen, B-Gneisserien und zentrale Schieferhülle-Serien aufbauen, habe ich mich auf Grund mehrjähriger Begehungen im Gesamtgebiete und neuerer eigener Detailstudien zur Erkenntnis durchgerungen, daß auch sie, soweit regionale Parallelgefüge in ihnen, — und das ist meist der Fall —, makroskopisch vorhanden, alpidisch durchbewegt sind. Die Erkenntnis ist nicht neu. Sie wurde schon von *L. Kober* 1921 ausgesprochen. Auch *F. Angels* neoplutonistische Darstellungen beziehen sich offenbar auf ein durch und durch alpidisches Bewegungsbild. *R. Staub* und *A. Winkler-Hermaden* hingegen hielten, da sie die Hochalm-Ankogel-Gruppe nur flüchtig kannten, solche Verallgemeinerungen bezüglich der Kernregionen (Hochalmkern, Hölltor-Rotgüldenkern, tiefere Strukturen des Sonnblickkernes) für verfrüht und dachten dabei an etwaiges Vorhandensein variszischer oder allgemein voralpidischer regionaler flächiger Parallelgefüge, welche als nicht- oder kaumalpidisch durchbewegte Reliktstrukturen in der Tiefe des heute erschlossenen Gebirgsgebäudes der östlichen Hohen Tauern aufscheinen sollten.

Die bisher beobachteten Tatsachen sind kurz folgende:

1. Sämtliche Gneiskomplexe der tektonisch tieferen Einheiten besitzen eine innere Dynamik, die in gesetzmäßiger tektonischer Beziehung zu den einwandfrei nachmesozoisch durchbewegten Dachregionen (höhere tektonische Einheiten) steht. Was hier innere Dynamik des Gneises genannt wird, könnte auch als „Innenbau", „Internstruktur" usw. bezeichnet werden. Diese innere Dynamik petrologisch (gefüglich und stofflich) zu verstehen (unmittelbare und mittelbare Teilbewegungen, Mobilisation der alkalialumosilikatischen und silizischen Stoffe als Neosom innerhalb des Paläosoms usw.), ist eine wichtige Aufgabe im Rahmen späterer Untersuchungen. Hier interessiert zunächst bloß die Existenz eines markanten Innenbaues unserer tieferen Gneisregionen. Als makroskopisch-lineares Parallelgefüge: als Striemung, oder in Form parallel verlaufender stofflicher Inhomogenitäten (Aderung, basische Fische usw.) steht dieser Innenbau der tieferen Regionen mit den stratigraphisch erwiesen alpidischen Strukturen der höheren Regionen in symmetriegemäßen Beziehungen.

Wo immer hier im Hochgebirge vom Eise glattgescheuerte Aufschlußflächen im Gneis vorhanden sind, ist dieser Innenbau eindrucksvoll erschlossen. Ihm haben offenbar die alpintektonisch orientierten Forscher noch viel zu wenig Beachtung geschenkt. Wir beobachten im Gneis parallele Lineargefüge zwischen Größenbereichen von Kilometern und Millimetern. Langhinstreichende Schieferschollen, Adergneise bis her-

unter zur Feinorientierung der gesteinsbildenden Gemengteile ziehen miteinander streng konform weithin über Berg und Tal. Dieses innere Lineargefüge des Gneises kann mit dem Streichen der Gneisbänke parallel gehen, häufig aber sind Abweichungen vorhanden. Die Einmessung des inneren Lineargefüges ist selbstverständlich höchste Pflicht des hier arbeitenden Aufnahmsgeologen.

2. In den tektonisch zentral gelegenen Regionen des Sonnblickkernes ist eine streng gesetzmäßige NW-SE streichende lineare Anordnung der glimmerreichen und amphibolitreichen Fischzüge und Schollenregionen im Gneis vorhanden. Im beinahe makroskopisch regelloskörnigen grobklüftigen Gneisgranit des Zirmseekars streichen Millionen basischer Fische gesetzmäßig NW-SE über die glattgescheuerten Karschwellen. Die von *A. Kieslinger* (L 70) hier entdeckten lamprophyrartigen Einlagerungen („Ganggesteine") streichen mit demselben linearen Parallelgefüge streng konform. Das gleiche gilt von den amphibolitischen Einlagerungen („Neuner"), die bekanntlich (L 76, 78, 123, 72) in breiter Front vom Hohen Goldberg über die Gegend der Fraganter Scharte ins Fraganter Tal zu verfolgen sind und die ich untertags gemeinsam mit Herrn Ing. *F. Florentin* im Augustinstollen des Hohen Goldberges studierte. An dem alpidischen Alter des erschlossenen Teiles des Sonnblickkernes möchte ich bezüglich der Durchbewegung nicht zweifeln. Die von *A. Winkler-Hermaden* angegebenen Diskordanzen erscheinen mir als alpidische Disharmonien der Bewegung zwischen Gneis und zentraler Schieferhülle.

3. Im Hölltor-Rotgüldenkern ist die Internstruktur besonders großartig erschlossen, z. B. in den bekannten Forellengneisen und den zahlreichen basischen, glimmerschiefrigen und quarzitischen Fischzügen (L 9). Die Internstrukturen verlaufen entweder überhaupt streng parallel den alpidischen Leitlinien der höheren tektonischen Niveaus, oder sie sind mit diesen innerhalb eines homogenen Durchbewegungsbereiches symmetriegemäß verknüpft. Bei oberflächlicher Betrachtung von den alpidischen Strukturen abweichend erscheinende Orientierungen der Striemung usw. ergeben sich bei genauer Untersuchung als streng gesetzmäßig in den alpidischen Bewegungsplan eingeregelt. Das zeigt die Mallnitzer Falte.

4. Die Mallnitzer Rollfalte: Lineares Parallelgefüge und Streichen der Gesteinsbankung verläuft im Raume des Seebachtales (A-Gneise des Südrandes des Hölltor-Rotgüldenkernes, zentrale Schieferhülle der Seebachmulde) NNE—SSW. Diese Richtung bezeichne ich als Ankogelrichtung (den Ausdruck hörte ich erstmals von Herrn Professor Dr. *G. Kirsch).* Die Ankogelrichtung steht windschief zu der uns bereits bekannten regionalen NW-Richtung, die ich Sonnblickrichtung nenne. Ankogelrichtung und Sonnblickrichtung prallen scheinbar, oberflächlich betrachtet, als scharfe Gegensätze in der Gegend um Mallnitz aneinander. *R. Staub* und *A. Winkler-Hermaden* meinten, im Gegensatz zur tektonischen Synthese *L. Kobers* (L 78), in der Ankogelrichtung alpidisch nicht oder kaum durchbewegte voralpidische Reliktstrukturen anzutreffen.

Auf Grund einiger hundert makroskopisch-feintektonischer, im Gelände rings um Mallnitz ausgeführter Messungen der Striemung, über deren Einzelheiten an anderer Stelle berichtet werden wird, kam ich zu folgendem Ergebnis:

Die Ankogelrichtung geht kontinuierlich in die Sonnblickrichtung über. Stofftektonik und makroskopisch lineares Parallelgefüge (Striemung) sind durch ein- und denselben Walzvorgang erzeugt: Rollfalte. Stofftektonisch handelt es sich um das SSW-Eintauchen einer Rollfalte mit NNE-Bewegungsplan im Kern (also: Faltungsachse streicht NNE; das besagt bekanntlich der einfache unmißverständliche *Sander*sche Ausdruck: Bewegungsplan) unter den NW-Bewegungsplan der hoch darüber lagernden Sonnblickfront. Der Kern der Rollwalze besteht aus dem A-Gneis des Hölltor-Rotgüldenkernes, darüber folgt zwiebelschalenartig die Seebach-Woisken-Mulde, darüber der granosyenitische Gneis der Romatedecke, darüber die B-Gneis-

serie und darauf, schon immer mehr in die Sonnblickstirntektonik einbezogen, die Mallnitzer Mulde mit der Lonzalamelle und die Sonnblickstirne selbst.

Die NNE-streichenden Striemungen (Ankogelrichtung) des Seebachtales schwenken mit Annäherung an die Sonnblickstirne kontinuierlich, so wie es bei einem homogenen Durchbewegungsbereich zutrifft, über die N—S-Richtung zur NNW-Richtung und in die NW-Richtung (Sonnblickrichtung) ein. Unmittelbar über dem Faltenfirst der Rollfalte (Lonzaprofil) vollzieht sich der kontinuierliche Richtungswechsel der Striemung rasch und auf kleinem Raume; im breiten Bogen längs des Tauernhauptkammes vom Korntauern über Gamskarl, Romate-Spitze, Mallnitzer Tauern bis zum Geiselkopf und Feldseescharte vollzieht sich der kontinuierliche Wechsel langsam und eindeutig in dichtem Beobachtungsnetz. Es besteht daher gar kein Zweifel an der Tatsache, daß die Prägung der Mallnitzer Rollfalte (Ankogelrichtung, NNE-Bewegungsplan) und die Überschiebung der Sonnblickstirne auf die Mallnitzer Mulde mitsamt der alpidischen Großtektonik bis zum Hochtor (Sonnblickrichtung, NW-Bewegungsplan) ein- und demselben zeitlich alpidischem Prägungsakt ihr Dasein verdanken.

Ein zusätzlicher Beweis für die alpidische tektonische Durchbewegung der Seebachmulde ist die synklinale Einfaltung mesozoischer Schieferhülle am WSW-Kamm unter der Maresen. Dabei handelt es sich, wie im vorhergehenden Abschnitt bereits angedeutet, um einen Zweig der peripheren Schieferhülle, der aus der geschlossenen peripheren Schieferhüllezone des Mölltales über die Pfaffenberger Almen und die Sickerköpfe, das Dössener Tal überquerend, von der Mallnitzer Mulde abzweigt und synklinal hoch oben am Wasenkopf (Maresen-WSW-Kamm) inmitten der Schiefer der Seebachmulde, mit N—S streichenden Faltenachsen diesen konform eingeregelt, aushebt. Von hier bis zum Melnikkar fehlt sicheres Mesozoikum in der zentralen Schieferhülle der Seebach-Hafnerzone.

Zusammenfassend läßt sich heute sagen: in den höheren tektonischen Einheiten der östlichen Hohen Tauern herrscht der NW-Bewegungsplan mit NE-Vergenz. Kennzeichnend ist freier Horizontaltransport unter gewaltiger Tiefenversenkung (*H. P. Cornelius* und *E. Clar* schätzen die Mächtigkeit der Belastung über der Liegendgrenze der „Oberen Schieferhülle" für das Glocknergebiet größenordnungsmäßig auf 8—10 km im Minimum. Dem Verfasser sind aus den östlichen Hohen Tauern keine Anzeichen bekannt, die gegen die Auffassung einheitlicher Tiefenversenkung und heute fensterartig emporgewölbter Struktur unter den umgebenden ostalpinen Rahmeneinheiten sprechen würden). Diesen durch Horizontaltransport gekennzeichneten Baustil der höheren tektonischen Einheiten der östlichen Hohen Tauern bezeichne ich als *hochtaueriden Baustil* (Dachdecken der „Tauriden" *L. Kober*, 1938, L 82 a). Mallnitzer Mulde, Sonnblickkern, periphere Schieferhülle längs der Sonnblick-SW-Abdachung, Rote Wand-Modereck-Decke, die Silbereckmulde mit der Mureckdecke nördlich des Tauernhauptkammes, Flugkogeldecke und die gesamte geschlossene nördliche periphere Schieferhülle gehören diesem Bauplan an. Es herrscht der NW-Bewegungsplan mit NE-Vergenz. Wie weit dieser Bauplan in reinen W-E-Bauplan mit N-Vergenz, entspre-

chend dem Tauernknick im Meridian von Großarl, in den hangenden Lagen der nördlichen Schieferhülle umschlägt, bleibt, da außerhalb des hier studierten Gebietes gelegen, zunächst noch offen. Angefügt sei nur, daß mir auch für die östlichen Radstätter Tauern derselbe NW-Bewegungsplan mit NE-Vergenz wahrscheinlich erscheint (Notwendigkeit von Striemungs-Messungen in diesem Raume!).

Die tieferen tektonischen Einheiten der östlichen Hohen Tauern zeigen kompliziertere Bewegungspläne, die einer Einengungstektonik entsprechen, welche geologisch gleichzeitig mit der hochtaueriden Horizontaltransport-Tektonik wirkte. Diesen durch Einengungstektonik erzeugten Bauplan der tektonisch tieferen Einheiten der östlichen Hohen Tauern nenne ich den *tieftaueriden Bauplan* (Grunddecken der „Tauriden", *L. Kober,* 1938, L 82 a). Hierher gehören die Kernregionen des Gößgraben-, Hochalm- und Hölltor-Rotgüldenkernes, sowie Teile der B-Gneisserien, der zentralen Schieferhülle und z. B. das höchst komplizierte Faltenbild der SE-Silbereckmulde südlich des Tauernhauptkammes im Melnikkar. Offenbar vollzogen sich im Gefolge der tieftaueriden Tektonik ichoretische Lösungsumsätze. So beobachtet man in dem durch die Arbeiten *F. Angels* und *R. Stabers* (L 7, 8, 9, 4, 5) geradezu für die Alpenforschung wegweisend gewordenen zentralen Schieferhülle-Streifen in den breiten jugendfrischen Kargesimsen zwischen Weinschnabel und Kattowitzer Hütte (Hafner-Mulde) einesteils die alpidische Einregelung, andererseits die konforme Stoffmobilisation in den Grobmengungsprodukten.

Hier erschließt sich dem Beobachter die Zentralgneisfazies in ihrem ureigensten Schaffensbereich. Steht man am Kölnbreingrat, dann sieht man in bloß 2,5 km Luftlinienentfernung die nordbewegten mesozoischen Faltenscharniere der Silbereckmulde (Lange Wand, Wandsitz) vor sich. Unter dem Schuh aber hat man die von *F. Angel* und *R. Staber* beschriebenen, mit der Silbereckmulde konform orientierten Grobmengungsprodukte. Man findet die bekannten tonalitischen Gneise hier als sekundäre Grobmengungsprodukte aus alpidisch eingeregelten Amphiboliten (Paläosom) und aplitischen Stoffen (Neosom). Die normalen granitischen Gneise der tieftaueriden Einheiten findet man hier in allen Stadien ihrer Entstehung, die Augen der Augengneise in ihrem Zusammenhang mit pegmatoiden und aplitischen Schlieren innerhalb glimmerreicher, alpidisch eingeregelter Altbestände.

Die Bewegungspläne der tieftaueriden Einheiten zeigen mitunter markante Abweichungen von dem einheitlichen NW-Bewegungsplan der hochtaueriden Einheiten. Daß derartige scheinbare „Querstrukturen" in bezug auf die gewohnten alpinen Leitlinien, trotzdem alpidischer Entstehung sind und mit dem Tiefenmechanismus der Einengungstektonik kausal verknüpft sind, aber geologisch gleichzeitig mit dem hochtaueriden Bauplan geprägt wurden, erweist das Beispiel der Mallnitzer Rollfalte. Das Vorübergleiten der hochtaueri-

den Einheiten an dem emporgewölbten Stauungskörper der Hochalm-Ankogel-Reißeckgruppe bedingt offenbar eine Strudelwirkung in diesem und führt zur Mallnitzer Rollfalte und zu den N-S-Bewegungsplänen, die bisher im Raume Sickerköpfe—Auernig—Gamskarlspitze — Ebeneck — Kreuzkogel — Siglitz — Eckelgrubensee — Pochartscharte von mir eingemessen wurden. Eine analoge stauende Wirkung übte der nach W abtauchende Sonnblickkern auf die Glocknerdepression aus, wo ebenfalls N—S streichende Querstrukturen im Raume um das Hochtor beschrieben werden (L 36, 40, 28).

3. Feldspatausbildungen.

Es werden einige Feldspatausbildungen aus Gesteinen vorwiegend granitischer, aplitischer bis granosyenitischer Pauschalzusammensetzung aus den östlichen Hohen Tauern beschrieben und typisiert. Die Beobachtungen sind bisher auf die nachfolgend genannten Gesteins-Dünnschliffsammlungen beschränkt, welche durchaus nicht die Gesamtheit der granitartigen oder granitverwandtschaftlichen Gneise und Gneisplutonite der östlichen Hohen Tauern umfassen (Aufbewahrungsort und bisher die betreffenden Schliffe behandelnde Literatur sind jeweils in Klammer gesetzt). Mit Ausnahme gewisser ungefüllter Plagioklase, z. B. im Gneisgranit vom Tauerntunnel-Südabschnitt, von dem mir bisher noch zu wenig Dünnschliffe vorliegen, und mit Ausnahme der Myrmekite und eventuell granophyrartiger Bildungen, die aber auch nur im Zusammenhang mit den Myrmekiten vielleicht als deren sekundäre Umwandlungsprodukte (Austreibung des Myrmekit-Grundplagioklases im Zuge der Knaf.-I-Bildung siehe unten) zu verstehen sein werden, wurde bezüglich der genannten Dünnschliffsammlungen Vollständigkeit angestrebt. Die Myrmekite und verwandten Bildungen werden erst später behandelt werden. Mit diesen Einschränkungen also werden die Feldspatausbildungen in folgendem Gesteinsmaterial beschrieben:

Gneisprofil Tauerntunnel bis Kolm-Saigurn, an dem folgende tektonische Einheiten beteiligt sind: Hölltor-Rotgüldenkern, Woiskenmulde, Romatedecke, Siglitzgneis: 150 Schliffe *Exner* (Geol. Inst. Univ. Wien); 70 Schliffe *Becke* (Min.-Petr. Inst. Univ. Wien, L 19); 8 Schliffe *Köhler* (ebenda, L 83); 20 Schliffe *Thomas* (Min. Inst. Univ. Wien).

Einige Gneistypen mit Orthogesteinshabitus aus verschiedenen in der Hochalm-Ankogel-Gruppe verstreuten Lokalitäten folgender tektonischer Einheiten: Größgrabenkern, Hochalmkern, Hölltor-Rotgüldenkern, granitische Gneislinsen der B-Gneisserie vom Mayrhofer im Murtal und vom Kareck W des Katschbergs, Mureckdecke: 60 Schliffe *Becke* (Min.-Petr. Inst. Univ. Wien, L 19, 103).

Grobmengungszonen zwischen mesozoischem Kalkmarmor und aplitischem bis granitischem Gneis aus dem Raume der SE-Silbereckmulde: 12 Schliffe *Exner* (Geol. Inst. Univ. Wien); 2 Schliffe *Becke* (Min.-Petr. Inst. Univ. Wien, L 24 a).

Lonzalamelle und Sonnblickstiel im Mölltal, M-Gneise: 10 Schliffe *Becke-Stark* (Min.-Petr. Inst. Univ. Wien).

Rote Wand-Modereck Decke, M-Gneise: 6 Schliffe *Becke-Stark* (Min.-Petr. Inst. Univ. Wien, L 123); 2 Schliffe *Prey* (Dr. *S. Prey*, Geol. Bu.-Anst. Wien, L 102, 103); 2 Schliffe *Exner* (Geol. Inst. Univ. Wien).

Nicht miteinbezogen in die folgenden Beobachtungen und Untersuchungen, sondern zur informativen Einarbeit in die Materie und die vorliegenden Probleme wurden im Jahre 1936 die Dünnschliffsammlungen von Herrn Professor Dr. *F. Angel* (Min.-Petr. Inst. Univ. Graz, L 1—5, 7, 8, 131, 132) aus der Hochalm-Ankogel-Gruppe, und weiters im Jahre 1947 die Dünnschliffsammlungen von Herrn Dr. *S. Prey* (Wien, L 102, 103) eingesehen, wofür auch an dieser Stelle beiden Herren ergebenst gedankt sei.

Um langatmige Benennungen und wiederholt gleichlautende Beschreibungen zu vermeiden, sind für die Bezeichnung typisierter Feldspatausbildungen (sowohl Plagioklase als auch Kalinatronfeldspate) einfache Abkürzungen (Bezifferungen) notwendig. Schon *B. Sander* bediente sich 1912 bei Bearbeitung von Gesteinsmaterial des Tauernwestendes (L 111) für die von ihm erkannten verschiedenen Ausbildungen des Albits solcher Abkürzungen, indem er „$Albit_1$", „$Albit_2$" und „$Albit_3$" unterschied. Seither hat es sich aber eingebürgert, daß die An-Gehalte der Plagioklase ebenfalls mit arabischen Ziffern als Beifügungen angeschrieben (hintangesetzt) werden, so daß sich bei Weiterverwendung der *Sander*schen Bezeichnungsweise von 1912 Verwechslungen zwischen Feldspatausbildung und An-Gehalt ergeben könnten. Es erscheint daher zweckmäßig, die verschiedenen Feldspatausbildungen durch römische Zifferbeifügungen zu markieren, so daß außerdem die Möglichkeit geboten ist, bei Plagioklasen in der üblichen Form den An-Gehalt mit arabischen Ziffern hinzuzusetzen.

Die althergebrachten Bezeichnungen der Plagioklase (Albit, Oligoklas, Andesin . . .) sollen keineswegs ausgerottet werden; sie sind für übersichtliche Darstellungen sicher sehr lebendig. Praktisch sind sie aber in Detaildarstellungen, die mehr oder weniger einheitliches Gesteinsmaterial betreffen, und in denen die gemessenen An-Werte in arabischen Ziffern unmittelbar angegeben werden, unnütz. Darüber hinaus geben sie gerade in den vorliegenden alpinen Gesteinen leicht Anlaß zu genetischen Mißdeutungen. Es ist eine weitverbreitete alpin-petrographisch genetische Voreingenommenheit, die sich geschichtlich aus dem nur-„Normalmetamorphismus" erklärt, daß man geneigt ist, mit dem Ausdruck „Albit" sogleich die Vorstellung alpidischer Neukristallisation zu verbinden, während man mit dem Ausdruck „Plagioklas" gerne die hypothetischen Relikte vermeintlich voralpidischer (?!) „magmatischer" Kristallisationen bezeichnet. Solche ungeschriebenen, selten klar ausgesprochenen Überlieferungen werden am besten, — besonders wenn man

wie der Verfasser davon überzeugt ist, daß sie überholt sind, da kontinuierliche Übergänge aller Grade zwischen den polysynthetisch verzwillingten „Plagioklasen" und den einfachen „Albit"-Rundlingen bestehen —, durch eine neutrale und für das U-Tischverfahren ja auch viel praktischere Bezeichnungsweise behoben. Natürlich ist die Bezeichnung „Albit" für die Ballenalbite in den sedimentogenen Metamorphiten der „Schieferhülle"-Metamorphose derart eingebürgert, daß sie sicherlich auch weiter in Verwendung stehen wird. Wo man es aber, wie in unseren Gneisen, mit Gesteinsmaterial zu tun hat, in dem verschiedene Typen der Plagioklasausbildung vorkommen, wird man sich schon, um Mißverständnisse zu vermeiden, von der Bezeichnung „Albit" zunächst lossagen müssen.

Weitere Mißverständnisse ergeben sich heute immer wieder durch die eingebürgerte Bezeichnungsweise „Kalifeldspat", wenn der Kalinatronfeldspat (L 85) gemeint ist. Die Bezeichnung „Kalifeldspat" wäre nur für die perthitfreien Mikrokline (mit sehr geringem oder keinem Na-Gehalt, — der Ausdruck: „perthitfreier Mikroklin" wird hier der Kürze halber gebraucht im Sinne des Knaf'es, welcher kein Perthit ist —) sinngemäß, ist aber auch für diese, um Mißverständnissen, vor allem Verwechslungen mit der heute noch so eingebürgerten *Becke*schen Bezeichnung „Kalifeldspat" für sämtliche Angehörige der Kalinatronfeldspatgruppe zu vermeiden, fallen zu lassen. Wir werden also auch die perthitfreien Mikrokline zu den Kalinatronfeldspaten zählen und mit einer eigenen römischen Nummer versehen. Als Abkürzung für „Kalinatronfeldspat" verwende ich den sicher nicht schönen Ausdruck: „Knaf".

Das Ideal, welches uns heute bei dem Versuch zur Aufstellung einer auch für den Geologen brauchbaren Nomenklatur der verschiedenen Feldspatausbildungen vorzuschweben hat, besteht darin, daß später einmal an die Feldspate der Zentralgneisfazies auch solche höher temperierter Prägungsakte angeschlossen werden können, so daß am Ende für die verschiedensten geologischen Umweltsbedingungen die diesbezüglich charakteristischen Feldspatausbildungen in einfacher übersichtlicher Reihe nebeneinandergestellt werden können. Da die alpidische „Schieferhüllemetamorphose" einen Schwachwirkungsbereich darstellt, der schon in hydrothermale Wirkungsbereiche überleitet, so können wir zunächst einmal die für diesen verhältnismäßig tief temperierten Bereich charakteristischen Feldspatausbildungen (Ballenalbite, perthitfreie Mikrokline) als Ausgangsziffern der Numerierung benutzen, wie das *B. Sander* für die Albite schon 1912 gehandhabt hat. Von hier aus in die Starkwirkungsbereiche vorschreitend, stehen unbegrenzt römische Nummern zur Verfügung.

A. Plagioklas.

a) Anorthitgehalte.

Die An-Gehalte der von mir bisher mit dem U-Tisch eingemessenen Plagioklase des Untersuchungsmateriales schwanken zwischen 1 und 14% An (insgesamt 24 Körner; aus granosyenitischem Gneis der Romatedecke mit seinen amphibolitischen und aplitischen Abarten, aus aplitischem und granitischem Gneis im Melnikkar, aus Plagioklasgneis der Woiskenmulde und aus Siglitz-Gneis). *A. Weber* (L 132) führt aus Gesteinen mit Orthohabitus der gesamten Hochalm-Ankogel-Gruppe Plagioklase mit 3 bis 24% An auf (seine Angaben gründen sich auf 9 von ihm selbst mit U-Tisch an aplitischen und granitischen Gesteinen gemessenen Werten und auf 29 von *R. Staber* ohne U-Tisch ausgeführten Bestimmungen an aplitischen, granitischen, granosyenitischen und dioritischen Gesteinen). Die An-Gehalte der oben genannten 24 von mir eingemessenen Körner wurden in 12 Fällen nach der Methode mit Hilfe der Zwillingsoptik (L 84), in 11 Fällen nach der Methode mit Hilfe der Spaltrisse (L 105) und in einem Fall nach beiden Methoden bestimmt. Es ist anzumerken, daß die von *A. Köhler* ausgearbeitete An-Gehalt-Bestimmungsmethode nach der Zwillingsoptik besonders für den alpinen Petrographen von großem praktischem Vorteil ist. Denn sehr häufig vermissen wir in den Ballenalbiten die für die Anwendung der Spaltriß-Methode nötigen Spaltrisse, während Einfachzwillinge recht häufig sind.

Die Plagioklase in den azidischen Gesteinen mit Orthohabitus unseres Raumes erweisen sich mithin, wie schon *F. Becke* und *F. Angel* zeigten, als Albite bis Oligoklasalbite. Die etwas höheren An-Gehalte (bis maximal 24% An) *A. Weber*s und *R. Staber*s gegenüber meinen niedrigeren Werten (bis maximal 14% An) sind vielleicht dadurch verursacht, daß *A. Weber* und *R. Staber* auch SiO_2-ärmere Gesteinstypen der Hochalm-Ankogel-Gruppe und vielleicht auch gewisse ungefüllte Plagioklase, die meinen Messungen vorläufig noch fehlen, mituntersuchten.

b) Typisierung der Plagioklase. Allgemeines.

Innerhalb des Untersuchungsmateriales können folgende, durch kontinuierliche Übergänge miteinander verknüpfte Plagioklasausbildungen unterschieden werden: Plag. III, Plag. II, Plag. I. Bezüglich des An-Gehaltes der drei Typen kann bisher nur soviel ausgesagt werden: Plag. $III_{1-14\ An}$ (9 gemessene Körner); Plag.$II_{3-5\ An}$ (5 gemessene Körner) und Plag. $I_{2-4\ An}$ (6 gemessene Körner). Es scheinen also die An-Gehalte der Plagioklastypen I und II kaum über 5% An hinaufzureichen, während die An-Gehalte des Plagio-

klastyps III zwischen 1 und 14% schwanken. Den Schliff-Strukturen ist eindeutig entnehmbar, daß Plag. III der älteste und Plag. I der jüngste Plagioklas in unseren Gesteinen ist, während Plag. II eine Mittelstellung zwischen den beiden einnimmt. Siehe Abb. 5.

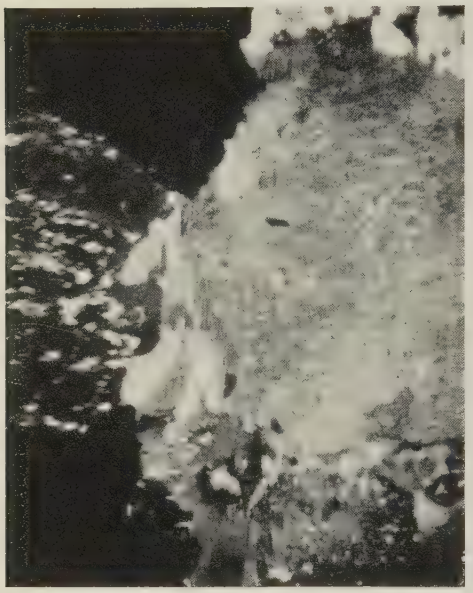


Abb. 5. Kontinuierlicher Übergang vom ältesten Plagioklas III (Großkorn rechts, dichte echte Fülle) zum jüngeren Plagioklas II (Mitte links, wenig Fülle, ungleich dicke und auskeilende polysynthetische Lamellen) bis zum jüngsten Plagioklas I (Mitte links unten, Einfachzwilling, ungefüllt, übergehend in den mikrolithen- und lamellenfreien Randsaum von Plag. II und III). Aus körnigem granosyenitischem Gneis, Sigismundstollen, Meter 216. Vergr. 44mal.

Plag. I (mitunter auch als „Ballenalbit" der „Schieferhüllenmetamorphose", oder als „eiförmiger Albit", oder „Albitrundling" bezeichnet) entspricht dem „$Albit_1$" *B. Sanders,* 1912. Der „trübe lamellierte $Albit_2$" *Sanders* dürfte meinen Plagioklastypen II und III entsprechen. Der „klare lamellierte $Albit_3$" *Sanders* wäre dann vielleicht mit gewissen ungefüllten lamellierten Plagioklasen der östlichen Hohen Tauern zu parallelisieren, die ich aus einem Schliff des Gneisgranites vom Tauerntunnel-S-Abschnitt kenne, jedoch auf Grund dieses einen Schliffes vorläufig noch nicht typisieren will, und auf deren weiterer Verbreitung in den östlichen Hohen Tauern (wahrscheinlich vor allem in Gneisplutoniten) die Angabe *A. Webers* hindeuten dürfte, wonach ungefüllte Plagioklase mit 15 bis 20% An in „Aplitgraniten, Normalgraniten und Grobgraniten, sowie in Porphyr- und Augengraniten" (eingemessen von *R. Staber* und *A. Weber*) vorkommen (L 132). Diese ungefüllten polysynthetisch verzwillingten Plagioklase geben also gleich einen Hinweis darauf, wie nötig es ist, eine nach den Starkwirkungsbereichen hin erweiterungsfähige Nomenklatur der Feldspatausbildungen zu schaffen.

c) Plagioklase III: (Siehe Abb. 6.)

Tendenz zur Idiomorphie. Polysynthetische Zwillingslamellen. Echte Fülle (L 3). Mitunter normaler Zonarbau. Häufig lamellenfreier und füllungsfreier Randsaum (L 32).

Tracht: Häufig leistenförmig || M. Automorphie gegenüber dem im allgemeinen jüngeren Knaf. und Quarz.

Zwillingsbildung: Schmale polysynthetische Zwillingslamellen, weitaus vorherrschend nach dem Albitgesetz, überziehen recht gleichmäßig und annähernd alle gleich schmal das Gesamtkorn mit Ausnahme des lamellenfreien Randsaumes (Abbildung 15). Der Verlauf der Lamellen wird durch die Mikrolithen der Fülle nur unterbrochen, aber nicht abgelenkt (L 32). Unabhängig davon sind die Lamellen mitunter postkristallin verbogen (Abb. 6). Das Periklinzwillingsgesetz ist bedeutend seltener. Karlsbader Komplexzwillinge kommen vor (Abb. 6).

Abb. 6. Plagioklas III. Karlsbader Komplexzwilling. Die polysynthetischen Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz sind mechanisch verbogen. Echte und falsche Fülle vorhanden. Die Großquarze links und das große Knaf.-Korn rechts löschen spiegelglatt, optisch ungestört aus. Aus körnigem granosyenitischem Gneis, Sigismundstollen, Meter 216. Vergr. 12mal.

Fülle: Echte Fülle ist stets vorhanden im Gegensatz zu der nur sporadisch auftretenden falschen Fülle (Einschlüsse aus dem Grund- und Nachbargewebe). Kenntlich ist die echte Fülle auf den ersten Blick an der auf das Plagioklaskorn harmonisch verteilten Vollstopfung mit Mikrolithen. Vor allem die Füllungstypen A, B und C nach *E. Christa* (L 32) sind häufig.

Zonarbau: Mit Ausnahme des stets An-ärmeren, füllungs- und lamellenfreien Randsaumes ist Zonarbau selten. Mitunter ist schwacher normaler Zonarbau mit kontinuierlicher Wanderung der Auslöschung, also ohne scharfe Zonengrenzen und ohne basische Rekurrenzen vorhanden. Die An-Differenz vom Kern bis zur äußersten Hülle beträgt bis 12%.

Inverse Zonarstruktur wurde in den hier allein betrachteten azidischen Gneisen mit Orthohabitus nur in zwei Fällen von *F. Becke* aus dem Tauerntunnel angegeben (L 19, siehe *F. Angels* ausführliche Stellungnahme hierzu in L 2). *F. Angel, A. Weber*

und der Verfasser haben bisher in den azidischen Gesteinen mit Orthohabitus aus den östlichen Hohen Tauern keine inverszonaren Plagioklase gefunden. Sie finden sich aber in den hier nicht in die Untersuchungen miteinbezogenen Metabasiten der B-Gneisserie ganz allgemein (Kern: 10—15% An, Rand: 15—20% An, nach *F. Angel*) und geben dem Geologen damit einen ungemein wichtigen historischen Fingerzeig (L 2, 7, 8, 5, 132, 86).

d) Plagioklas II. (Siehe Abb. 5.)

Xenomorphe Umgrenzung. Nur wenige (leicht abzählbare), dafür breitere und überhaupt unregelmäßig dicke polysynthetische Zwillingslamellen bedecken das Korn nicht gleichmäßig, sondern keilen häufig mitten im Korn aus. Die echte Fülle besteht aus wenigen (ebenfalls leicht auszählbaren) Mikrolithen vom Typ A, B und C *Christa*s. Die strauchartigen Bildungen der Mikrolithen fehlen gänzlich. Kein Zonarbau. Mitunter ist ein undeutlich ausgeprägter lamellen- und mikrolithenfreier Randsaum vorhanden. Das Albitzwillingsgesetz herrscht vor. Das Periklingesetz ist nicht selten. Karlsbader Komplexzwillinge finden sich. Auch Manebacher Zwillinge kommen vor (Plagioklasgneise der Woiskenmulde).

Bemerkenswert ist eine Spielart, die den oberflächlichen Beobachter wegen des Schachbrettmusters, das durch die ungleichmäßige Verteilung und durch das Auskeilen einzelner polysynthetischer Zwillingslamellen in Plag. II mitunter entsteht, dazu veranlassen könnte, hier von „Schachbrettalbit" zu sprechen, obwohl die Bildung mit der des echten Schachbrettalbites (genetisch aus Knaf. hervorgegangener Plagioklas) durchaus nichts zu tun hat. Im Gegensatz zum echten Schachbrettalbit nenne ich diese Spielart des Plag. II: *schachbrett-gemusterten Plagioklas II.* Die Verbandverhältnisse des Dünnschliffes zeigen eindeutig sämtliche kontinuierliche Übergangsformen von den normalen Plagioklasen II zu den etwas auffällig schachbrettgemusterten Spielarten, die wohl bisher mit den echten Schachbrettalbiten zusammengeworfen wurden, tatsächlich nichts mit diesen gemeinsam haben außer die scheckige Verteilung der polysynthetischen Zwillingslamellen.

e) Plagioklas I. (Siehe Abb. 5.)

Eiförmige oder ballenartige Rundlinge, xenomorph. Einfachzwillinge (herrschend Albitgesetz; Periklingesetz ist häufig) oder nicht verzwillingt. Keine echte Fülle, oder höchstens einige wenige Mikrolithen. Mitunter Übergänge von Plag. I zum Randsaum der Plag. III und Plag. II, oder aus diesem Randsaum hervorsprießend

(Abb. 5). Die Äquivalenz dieses Randsaumes mit Plag. I ist eine altbekannte Tatsache und der Ausdruck der letzten alpidischen Plagioklas-Kristallisation (L 19, 111, 112, 32, 41, 47, 5, 102, 103 usw.).

B. Kalinatronfeldspat.

a) Zur Frage nach der Existenz monoklinen Knaf's in den östlichen Taueriden.

Monoklinen Knaf. habe ich bisher in den östlichen Hohen Tauern nicht gefunden (Bestimmung der Auslöschungsschiefe an orientier-

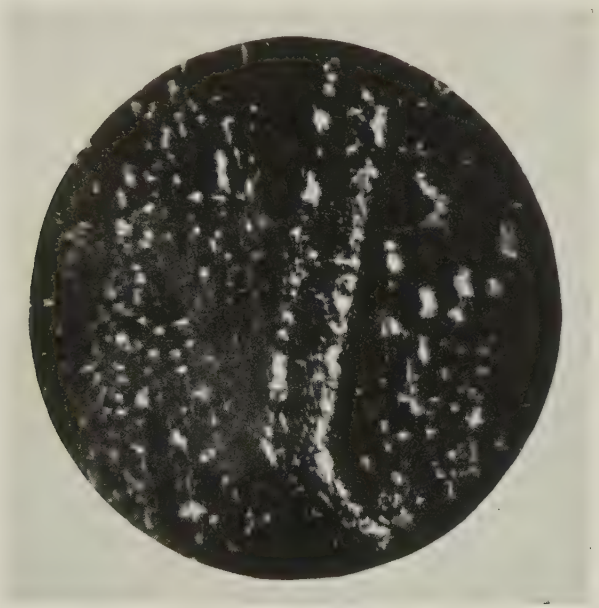


Abb. 7. Faserperthit (Mitte links, annähernd senkrecht) in Scharen subparallel wahrscheinlich der Murchisonitebene. Diskordant dazu zwei Aderperthitbänder, die Teile eines Zonarperthits sind, was an der markanten Einwinkelung (Mitte unten) zu erkennen ist. Die beiden Aderperthit-Bänder werden von perthitarmen bis perthitfreien Resorptionszonen regelmäßig begleitet (besonders deutlich in der rechten Nachbarschaft des rechten Aderperthit-Bandes). Aus Knaf. III in körnigem granosyenitischem Gneis. Naßfelder Achental beim Kesselfall, im Hangenden des Floitits. Vergr. 33mal.

ten Spaltblättchen im Orthoskop ohne U-Tisch) und ich möchte sein Auftreten in den östlichen Taueriden überhaupt bezweifeln.

A. Weber (L 132) meint, monoklinen Knaf. „als Einsprengling in den Porphyrgraniten, bzw. als Auge in den Augengraniten und als idiomorphen Kalifeldspat bei normalen Graniten" im Hochalm-Ankogel-Gebiet beobachtet zu haben: „Schnitte nach P (001) (Austritt von β) löschen zu den Spaltrissen nach M (010) gerade aus" (L 132). Ob diese Beobachtung *A. Webers* entweder an präparierten Spaltblättchen ohne U-Tisch, oder an beliebigen Dünnschliffen mit U-Tisch angestellt wurden, ist nicht eigens in L 132 angemerkt. Der Hinweis auf den Austritt von β läßt mich das

Letztere vermuten. Sollte aber diese Vermutung zutreffen, so ist *A. Webers* Messung allein nicht beweisend für monoklinen Knaf. (Ungenauigkeit solcher Messungen der Auslöschungsschiefe, L 125 c). Die von *A. Weber* weiters angeführten Kriterien: Niedriger Achsenwinkel ($2\,V\alpha = 54$ bis 64^0) und Auslöschungsschiefe P/α auf M um 5^0 sind aber auch keine strikten Nachweise für die monokline Natur des betreffenden Knaf.

b) Typisierung der Kalinatronfeldspate, Allgemeines.

Die Knafe. der östlichen Hohen Tauern sind, soweit heute absehbar, also triklin. Es finden sich, was bisher kaum unterschieden wurde, einerseits in weitaus überwiegender Verbreitung Mikroklinmikroperthite, andererseits perthitfreie Mikrokline. Die letzteren sind in Schwachwirkungsbereichen aus den ersteren hervorgegangen und werden hier als Knaf. I bezeichnet. Die ersteren verdanken Entstehungsbedingungen, die mehr in die Richtung zu Starkwirkungsbereichen gerückt sind, ihre letzte Prägung und werden hier als Knaf. III bezeichnet. Der Typus Knaf. II vermittelt kontinuierlich zwischen den beiden. Kommt in einem Dünnschliff Knaf. III neben Knaf. II vor, so ist deutlich Knaf. II die sekundäre Bildung aus dem älteren Knaf. III. Mit der Plagioklasreihe III → I hat die Kalinatronfeldspatreihe III → I zunächst nur den Richtungssinn: Starkwirkungszone → Schwachwirkungszone gemein. Ebenso wie bei den Plagioklasen ist auch die Nomenklatur der Knaf.-Typen in Richtung auf Starkwirkungsbereiche außerhalb der Zentralgneisfazies (Orthoklas, Sanidin usw.) ideell erweiterungsfähig. Es muß wohl kaum eigens angemerkt werden, daß gleichlautende römische Zifferntypen der Plagioklas- und Kalinatronfeldspatreihe nicht auch gleichlautende Mineralfazies bedeuten müssen, denn daß beide sowohl im magmatischen, wie im metamorphen Bereich recht getrennte Wege gehen, ist genügsam bekannt. Trotzdem schälen sich auch hier gewisse analoge Beziehungen heraus.

c) Kalinatronfeldspat III.

Tracht: In porphyrartigen Gneisplutoniten, porphyrartigen granitischen Gneisen und Kristallaugengneisen mitunter deutliche Tendenz zu eigengestaltlicher Ausbildung mit Leisten nach M. Häufiger ist Knaf. III gänzlich xenomorph.

Zwillingsbildung: Bisher wurden von mir Karlsbader und Bavenoer Zwillinge beobachtet. Eine statistische Durchsicht von 32 Dünnschliffen des flaserigen porphyrischen granitischen Gneises vom Tauerntunnel und Radhausberg-Unterbaustollen ergab innerhalb der Großkörner folgendes Verhältnis zwischen der Anzahl der nicht verzwillingten Einfachindividuen und der Anzahl der Karls-

bader und der Anzahl der Bavenoer Zwillinge: Von 68 ganzrandig in den betreffenden Schliffen enthaltenen Knaf.-III-Großkörnern mit Durchmesser $>$ 3 mm sind 76,5% Karlsbader Zwillinge, 22,0% Einfachindividuen und 1,5% Bavenoer Zwillinge.

Tracht der Karlsbader Zwillinge: Die Verwachsungsebene der Karlsbader Zwillinge ist meist haarscharf die M-Fläche. Nur in einem einzigen Fall (körniger granosyenitischer Gneis der Romatedecke) wurde eine gegenseitige Durchdringung der Zwillinge mittels keilförmiger Lamelle beobachtet. Und ebenfalls nur in einem einzigen Zwilling (aus demselben Gesteinstyp) tritt im Schnitte $\parallel$ M die Erscheinung auf (Abb. 10), daß die Verwachsungsebene oben und unten an je einer Stelle regelmäßig eingewinkelt ist, was auf das Übergreifen der y-Fläche über die P-Fläche während des Wachstums zurückzuführen ist (siehe *A. Köhler* L 86).

Mikroklingitterung: Die Mikroglingitterung ist selbst in den hierfür optimalen Schnittlagen nur flau (L 19, 5). Eine ausgesprochen harte und feine Gitterung fehlt. In der Mehrzahl der Schnittlagen ist eine Gitterung überhaupt kaum kenntlich: „Flauer Mikroklin".

Der Achsenwinkel 2 Vα der Kalifeldspatkomponente des Knaf. III schwankt zwischen 54 und zirka 85^0 (die Werte zwischen 85 und 90^0 der Tabelle Abb. 21 gehören bereits in den Bereich des Knaf. II). Weitaus am häufigsten sind Achsenwinkel 2 Vα zwischen 60 und 80^0.

Perthitausbildung: Zweifelsfrei durch Entmischung aus fester isomorpher Kalinatronfeldspat-Mischung entstandener Perthit ist für Knaf. III charakteristisch. Zu dem Formenbild der unmittelbar durch den Vorgang der Entmischung bedingten Perthitstrukturen treten jedoch mitunter in Knaf. III und stets in Knaf. II Perthit-Formen hinzu, die auf gewisse sekundäre „Umlagerungen" der Natronfeldspatsubstanz im Kalifeldspat schließen lassen, wobei auch vielleicht mit metasomatischen Vorgängen zu rechnen ist (Einwanderung der Natronsubstanz von außen her in den ursprünglichen Kalinatronfeldspat, Natronfeldspatisation des Kalinatronfeldspates, siehe unten). Die Perthitstrukturen der Zentralgneisfazies sind also sehr mannigfaltig und umfassen einerseits zweifelsfreie unmittelbare Entmischungsstrukturen, die man als *Primärperthite* bezeichnen könnte, zu denen z. B. die Faserperthite und die Mehrzahl der Aderperthite einzureihen sind. Der von *Brögger* gebrauchte Ausdruck Primärperthit wird hier nicht in dem Sinne verstanden, als würde es sich um eine ursprüngliche (primäre) Verwachsung beider Feldspatkomponenten handeln. Es handelt sich vielmehr um richtige Entmischungsprodukte, jedoch (im Gegensatz

zu manchen Sekundärperthiten, welche aus Entmischungen hervorgegangen sind) noch ohne nennenswerte Umlagerung der Albitkomponente. Andererseits aber finden sich mannigfache Übergangsformen zu komplizierteren perthitischen Gebilden (Sekundärperthite), die offenbar einerseits mittelbare Entmischungsstrukturen darstellen, wobei gewisse Umlagerungen, eventuell Rekristalli-

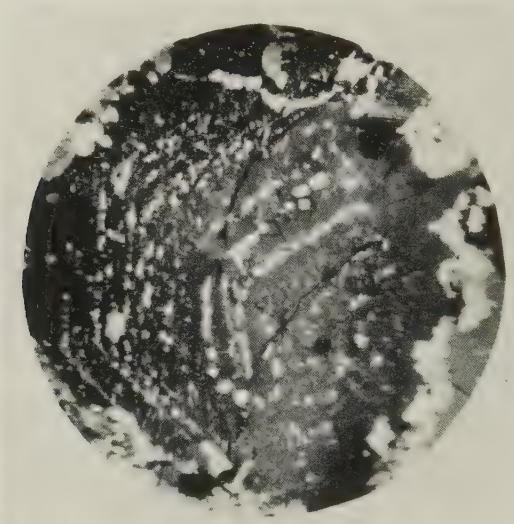


Abb. 8. Zonarperthit in Knaf. III aus körnigem granosyenitischem Gneis. Fundort wie bei Abb. 7. Vergr. 25mal.

sationen sich zwischen die primäre Entmischung und das heutige Gefüge der perthitischen Gebilde einschalteten; die andererseits aber auch den Gedanken aufkommen lassen, daß hier teilweise gar nicht mehr Entmischungsstrukturen aus ursprünglich fester isomorpher Kali-Natron-Feldspat-Lösung vorliegen, sondern metasomatische Vorgänge (von außen her auf den ursprünglichen Kalinatronfeldspatkristall einwirkende Na-Einwanderung) ebenfalls eine Rolle spielen. Im letzteren Falle dürfte theoretisch nicht mehr von „Perthit" gesprochen werden, da die Tatsache der Entstehung durch Entmischung aus homogener fester Kali-Natron-Feldspat-Lösung heute zur Definition des Perthits gehört (L 85). Für den Fall einer metasomatischen Beeinflussung im Zuge von eventueller Natronfeldspatisation des Kalinatronfeldspates wäre also theoretisch ein besonderer Namen für die solchermaßen entstandenen Sekundärperthite nötig. Mein Beobachtungsmaterial zeigt, daß eine scharfe Trennung der Sekundärperthite in echte Perthite, die durch Um-

lagerung primärer Entmischungsperthite entstanden sind, und in nicht echte (metasomatische) Perthite nicht möglich ist. Es liegt nur ein einziger, recht kontinuierlicher Formenbereich perthitischer oder, vorsichtiger ausgedrückt, perthitartiger Strukturen vor, der zunächst zu beschreiben und zu typisieren ist. Das Problem der Genese der Sekundärperthite wird dann nochmals anläßlich der

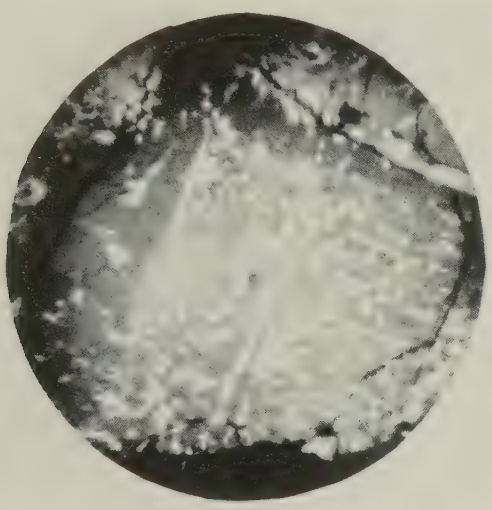


Abb. 9. Zonarperthit mit perthitfreiem Randsaum. Die Schnittlage ist 6,5° gegen die P-Fläche und 34° gegen die M-Fläche des Knaf.-III-Großkornes geneigt. Aus körnigem granosyenitischem Gneis. Romatespitze-NNW-Flanke. Vergr. 17mal.

Schachbrettalbitisation erörtert werden. Der Begriff Perthit wird also im folgenden angesichts der besonderen diesbezüglichen Verhältnisse in der Zentralgneisfazies, im weiteren Sinne und rein beschreibend gefaßt. Es werden alle im Knaf. auftretenden Gefüge noch als Perthit bezeichnet, welche eine annähernd harmonische, wie immer mengenmäßig geartete Verteilung von Natronfeldspat- und Kalifeldspatsubstanz innerhalb des Kalinatronfeldspates III und II zeigen.

Faserperthit (Abb. 7). Feine und feinste Natronfeldspatlamellen, regelmäßig in parallelen Scharen, wahrscheinlich subparallel der Murchisonitebene verlaufend (nicht von mir eingemessen). Die feinen Fasern liegen in Korndurchschnitten mit deutlicher Mikroklingitterung stets den Periklinlamellen parallel. In flauen Schnittlagen lagern sie häufiger $\| \gamma'$ als wie $\| \alpha'$. Die Dicke der Fasern überschreitet kaum 3 Mikron. Die Entmischungsnatur des Faserperthits ist evident.

Aderperthit (Abb. 7—11, 14). Breitere Natronfeldspatadern im Kalinatronfeldspat. Sind Aderperthit und Faserperthit zusammen in einem Korn entwickelt, so können beide entweder konkordant (subparallel) verlaufen, oder sie können sich diskordant kreuzen. Abb. 7 zeigt die letztere Erscheinung. Dieselbe Abbildung zeigt auch breite perthitfreie oder perthitarme Resorptionssäume, welche die zwei breiten Adern (mitte rechts) regelmäßig, mit ihnen parallel verlaufend, umsäumen. Diese beiden Perthitadern sind also ebenfalls eindeutig durch Entmischung hervorgegangen, wobei bereits gewisse Umlagerungen der Natronfeldspatsubstanz im Kalinatronfeldspat stattgefunden haben. Wir werden sehen, wie diese nur unbeträchtlich umgelagerten, noch durchaus eindeutigen Entmischungserscheinungen über weniger eindeutige mehr unregelmäßige Aderperthite zu den Haufenperthiten und zu echten Schachbrettalbiten überleiten. Vorerst interessiert noch eine speziell für den granosyenitischen Gneis der Romatedecke bezeichnende Abart des normalen, einwandfrei durch Entmischung hervorgegangenen (Resorptionssäume!) Aderperthits, die ich als Zonarperthit bezeichnen will.

Zonarperthit (Abb. 7—10). Die Natronfeldspat-Adern sind als regelmäßige zonare Schalen konzentrisch um den Kern des Kalinatronfeldspates angeordnet. Die Resorptionssäume (Abb. 7) beweisen, daß es sich um durch Entmischung entstandene Aderperthite handelt. Die kernnahen Perthitschalen haben meist eine rundliche, ballonförmige Gestalt. Es können auch zwei oder mehrere ballonförmige Kernbildungen vorhanden sein. In zentrifugaler Richtung jedoch nehmen die zuerst rundlichen Schalen immer mehr die Formen regelmäßiger kantiger Kristalle an. Es kommt so in den äußeren Teilen der Zonarperthite zur Ausbildung konzentrisch gelagerter Miniaturkristallschalen, die getreulich die kristallographisch möglichen Flächen, die scharfen geradlinigen Kanten und die Winkel, welche am tatsächlich meist xenomorph umgrenzten Großkorn möglich wären, aufzeigen. Auf den ersten Blick sehen diese Zonarperthitgebilde wie Wachstumsringe aus. Offenbar handelt es sich aber um Entmischungserscheinungen. Vielleicht führte aber die Entmischung auf Grund gewisser, durch rhythmische Wachstumserscheinungen verursachter, zonarer Inhomogenitäten in der primären isomorphen festen Kali-Natron-Feldspat-Lösung zu diesem eigenartigen zonaren Perthitaufbau. Auf die äußeren regelmäßigen Miniaturkristall-Perthitschalen (Abb. 8, 9, 10) folgt in der Regel ganz außen ein perthitfreier Randsaum (Abb. 9). Dieser perthitfreie Randsaum des Knaf. kann eine Breite von maximal $^1/_6$ des gesamten Knaf.-Korndurchmessers erreichen.

In den verschiedenen Schnittlagen durch die zonaren Miniaturkristalle des Zonarperthits sind vor allem die Kanten nach den aufrechten Prismen und nach P und M häufig zu beobachten.

Der eben beschriebene häufigste Typ des Zonarperthits im granosyenitischen Gneis der Romatedecke kann nach zweierlei Richtung variieren: es sind nämlich mitunter in manchen Knaf. en dieser

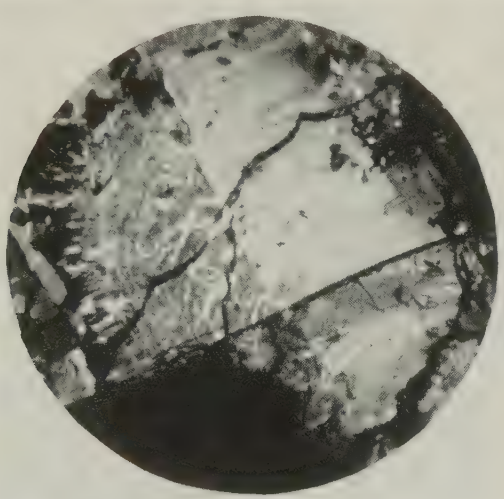


Abb 10. Karlsbader Knaf.-III-Zwilling mit Zonarperthit. Schnittlage ⊥ M-Fläche. Regelmäßige Einwinkelung der Zwillingsverwachsungsfläche links oben. Die regelmäßigen Miniaturkristalle des Zonarperthits setzen mit einspringenden Winkeln an der Zwillingsnaht von einem Zwillingsindividuum zum anderen über. Aus körnigem granosyenitischem Gneis. Fundort wie Abb. 9. Vergr. 17mal.

Gesteinsserie vom Kern bis zum Saum entweder nur rundliche Perthitschalen, oder nur kantige Miniaturkristall-Perthitschalen zonar zu beobachten. Mitunter fehlt eine deutlich konzentrisch umschlossene Kernregion überhaupt, z. B. in Abb. 8, was aber nicht durch einen kernlosen zonaren Kornbau, sondern viel wahrscheinlicher bloß durch die betreffende Kornschnittlage im Dünnschliff, welche den Kern des Kornes nicht durchschneidet, bedingt sein dürfte.

Abb. 10 zeigt einen nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingten Zonarperthit. Vor der durch zeitbedingt (Materialmangel der Nachkriegszeit) schlechtes Einbettungsmittel verursachten Vertriftung der Teile des Dünnschliffes war in beiden Zwillingshälftern je ein allseits geschlossener ballonförmiger Zonarperthitkern zu sehen, der in zentrifugaler Richtung von den in Abb. 10 deutlichen Miniaturkristall-Perthitschalen umgeben wurde. Diese zonaren Miniatur-

kristalle setzen mit einspringenden Winkeln an der Zwillingsnaht meist kontinuierlich von dem einen Zwillingshälfter in den anderen über.

Haufenperthit. Die breiten Adern der Aderperthite zeigen bekanntlich polysynthetisch nach dem Albitgesetz verzwillingte Natronfeldspatkomplexe, deren Lamellen mit M des Knaf. parallel

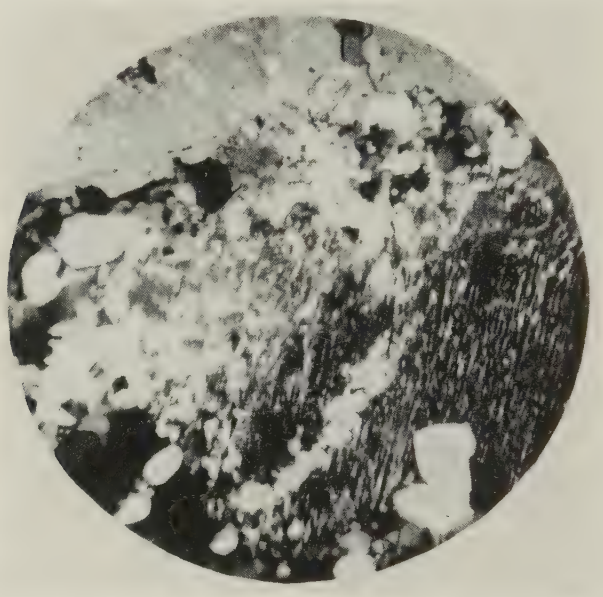


Abb. 11. Gelängtes Knaf.-III-Großkorn. Der Mittelteil des gelängten Großkornes (in der Figur rechts) ist als feiner Faser- bis Aderperthit (entstanden durch Entmischung, Primärperthit) entwickelt. Das distale, spitz zulaufende Ende des gelängten Großkornes (in der Abb. Mitte und links) zeigt den kontinuierlichen Übergang zu schachbrett-gemustertem Haufenperthit (Sekundärperthit, Umlagerungsvorgänge). Aus granitischem Gneis, Malteiner Sonnblick. Vergr. 35mal.

orientiert sind. Diese Aderperthit-Komplexe können kontinuierlich breiter werden und es entsteht so in vielen Gesteinen der östlichen Hohen Tauern meines Untersuchungsmateriales eine Perthitform, die ich Haufenperthit nennen will. Abb. 11 zeigt den Übergang von feinem Aderperthit zu dickem Aderperthit bis zu Haufenperthit.

Die Haufenperthite zeigen weiters häufig infolge der rechtwinkelig absetzenden Wechselfolge polysynthetisch nach dem Albitgesetz verzwillingter Natronfeldspatsubstanz mit reiner Kalifeldspatsubstanz eine schachbrettförmige Musterung, wie ebenfalls aus Abb. 11 ersichtlich ist. Diese häufige Abart des Haufenperthits möchte ich als *schachbrettgemusterten Haufenperthit* bezeichnen. Vom echten Schachbrettalbit (siehe S. 251) ist er insoferne zu unterscheiden, als der echte Schachbrettalbit bereits nur mehr aus Plagio-

klas-Substanz besteht, während der schachbrettgemusterte Haufenperthit deutlich die schachbrettartig gefelderte Verteilung der Natronfeldspat- und Kalifeldspatsubstanz im Knaf. (*Becke*sche Lichtlinie bei ausgeschaltetem Analysator) erkennen läßt. Jedenfalls ist aber die reine Kalifeldspatsubstanz in manchen Haufenperthiten bereits empfindlich in die volumetrische Minderheit gedrängt worden.

Die Verfolgung dieser Prozesse an eindeutigem, durch kontinuierliche Übergänge zu verfolgendem Beobachtungsmaterial in den Schliffen ist für die genetische Ableitung sowohl von Knaf. II und Knaf. I aus Knaf. III, als auch für die Ableitung des echten Schachbrettalbits aus Knaf. III und Knaf. II sehr instruktiv. Abb. 12 zeigt ein in unmittelbarer Nähe des Haufenperthits der Abb. 11 befindliches Knaf.-Großkorn, in dem die Saigerung der reinen Kalifeldspatsubstanz von dem bereits überwiegend aus Natronfeldspatsubstanz aufgebauten (die in die volumetrische Minderheit gedrängte reine Kalifeldspatsubstanz des Haufenperthits findet sich aber bei Ausschaltung des Analysators regelmäßig schachbrettförmig verteilt in den Zwickeln) Haufenperthit bereits sehr weit vorgeschritten ist. Es handelt sich hier nicht, wie der Anblick der Abb. 11 zunächst vielleicht vermuten ließe, um zwei Körner (links reiner Mikroklin, rechts Haufenperthit), sondern um den Ausschnitt aus einem einzigen gelängten Knaf.-Großkorn. Der linke Rand der Abbildung bewegt sich in der Nähe der linken zigarrenförmig spitz zulaufenden Begrenzung des gelängten Großkornes; der rechte Rand der Abbildung hat noch lange nicht die Mitte des gelängten Großkornes erreicht. Die Abbildung gibt also den Ausschnitt aus einem distalen Zwickel des gelängten Knaf.-III-Großkornes. Im Zwickel reichert sich die reine Kalifeldspatsubstanz an, gegen die Mitte des Großkornes zu folgt schachbrettgemusterter Haufenperthit. Die in die volumetrische Minderheit gedrängte reine Kalifeldspatsubstanz im schachbrettgemusterten Haufenperthit löscht mit der den Zwickel allein ausfüllenden reinen Kalifeldspatsubstanz gleichzeitig aus. Beide Bildungen gehen an der bezüglich der Natronfeldspatkomponente recht markanten Grenzzone kontinuierlich, ohne jede scharfe Grenze ineinander über. Der perthitfreie, äußerst scharf mikroklingegitterte reine Kalifeldspat des Zwickels wird uns in ähnlicher Ausbildung als Knaf. I mitunter auch als Knaf. II, in Form selbständiger Körner, also selbständiger Gesteinsgemengteile in gewissen Gneistypen (M-Gneise) wieder begegnen. Der schachbrettgemusterte Haufenperthit aber leitet scheinbar recht kontinuierlich zu echtem Schachbrettalbit, der ebenfalls in Form selbständiger Körner und Gesteinsgemengteile in ganz

spezifischen Gesteinen (meist plagioklasreiche Serien der B-Gneise u. a.) auftritt, über. Wir sehen also, wie sekundäre Umlagerungsvorgänge der Natronfeldspatkomponente im Kalinatronfeldspat, in diesem Falle scheinbar ohne jede metasomatische Na-Stoffzufuhr von außen her, im Zwickel dieses Kalinatronfeldspat-III-Großkornes zu Bildungen führt, die wir in anderen Gesteinen

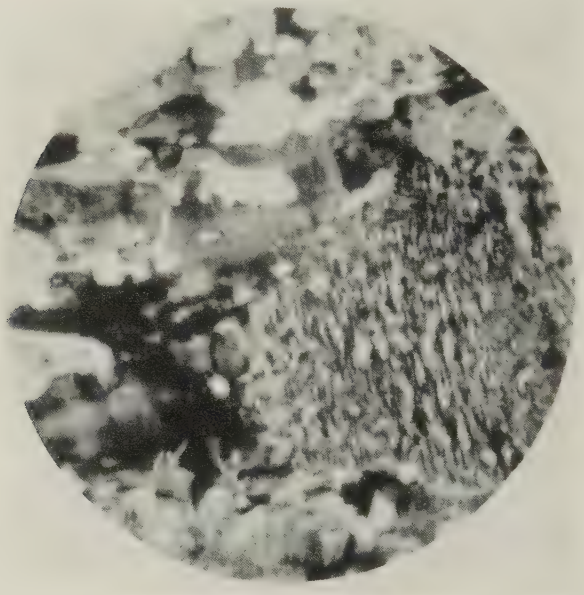


Abb. 12. Entmischung bzw. Umlagerung innerhalb eines einzigen gelängten Knaf.-Großkornes. Der rechte Rand der Abb. 15 weist zur Mitte des gelängten Großkornes. Der linke Teil der Abbildung stellt das distale Ende des gelängten Großkornes dar. In der rechten Hälfte der Abb. besteht das Großkorn aus schachbrettgemustertem Haufenperthit, in der linken aus einfachem, scharf gegittertem Mikroklin. Der einfache Mikroklin setzt in die Mikroklin-Grundsubstanz des Haufenperthits kontinuierlich über. Nachbarkorn von Abb. 11; aus demselben Schliff. Vergr. 35mal.

als selbständige Typen (Knaf. I, II und echter Schachbrettalbit) der Feldspatausbildung zu kennzeichnen haben werden. Der in Abb. 12 aufgezeigte Fall der Stoffsonderung innerhalb des Knaf. III ist zwar hier besonders deutlich, findet sich aber in weniger modellförmiger, aber prinzipiell gleichartiger Ausbildung innerhalb meines Beobachtungsmateriales recht häufig.

d) Kalinatronfeldspat II.

Xenomorphe, meist gelängte, rundliche und eckige Umrißformen. Deutliche Mikroklingitterung (die entsprechenden Kornschnittlagen vorausgesetzt!) vorhanden. Perthitarm bis perthitfrei. Der Achsenwinkel $2\,V\alpha$ schwankt zwischen 54 und 90^0.

Obwohl sich Knaf. II in manchen Fällen nur schwer von Knaf. III absondern läßt, da beide offensichtlich durch kontinuierliche Übergänge miteinander verbunden sind, ist seine Erfassung als eigener Typ auf Grund folgender Unterscheidungsmerkmale gegenüber Knaf. III nötig:

1. Die Mikroklingitterung des Knaf. II ist deutlicher als bei Knaf. III.

2. Faserperthite und regelmäßige Aderperthite mit Resorptionsrand fehlen dem Knaf. II.

3. Die Aderperthite und Haufenperthite des Knaf. II zeigen sehr häufig unregelmäßige schwammige Begrenzungsformen. In vielen Fällen ist man sehr im Zweifel, ob die Natronfeldspateinlagerungen in Knaf. II genetisch auf regelmäßige Ader- und Faserperthite rückführbar sind.

4. Natronfeldspatfreier (perthitfreier) Mikroklin kommt als Knaf. II vor, während niemals ein gesamtes Knaf.-III-Korn aus perthitfreiem Mikroklin besteht. Bloß Teilregionen eines Knaf.-III-Individuums können, wie wir in Abb. 12 gesehen haben, aus perthitfreier Mikroklinsubstanz bestehen.

e) Kalinatronfeldspat I (Abb. 13).

Stets xenomorphe Umgrenzung. Gelängte, rundliche, häufig auch eckige (porphyroklastische) Umrißformen. Intensive harte feine Mikroklingitterung. Stets perthitfrei. Der Achsenwinkel $2\,V\alpha$ schwankt zwischen 64 und 101^0.

Gegenüber dem vorgenannten Knaf. II, der wiederum durch kontinuierliche Übergänge mit Knaf. I verbunden erscheint, gelten folgende Unterscheidungsmerkmale:

1. Absolutes Fehlen von Mikroklinmikroperthiten im geologischen Verband des Knaf. I.

2. Gar nicht seltenes Auftreten optisch positiven Mikroklins (= sogenannter „Isomikroklin" mit $2\,V\alpha > 90^0$. Näheres diesbezüglich siehe bei *A. Köhler* L 85, 86) im geologischen Verband des Knaf. I. Siehe Tabelle Abb. 21.

C. Kalinatronfeldspatisation des Plagioklases.

Altbekannt in den Tauerngneisen sind die im Kalinatronfeldspat eingeschlossenen Plagioklase. Sie zeigen Tendenzen zur Idiomorphie. Unter diesen Einschlüssen überwiegt Plag. III. Es finden sich aber auch gar nicht selten Plag. II und I in Knaf. eingeschlossen. Ebenfalls bekannt sind die buchtigen Korrosionsränder der Plagioklaseinschlüsse im Knaf. (L 32, 88). *O. H. Erdmannsdörffer* prägte für solche korrodierte Plagioklaseinschlüsse im Knaf. den

Ausdruck: Amöbenfeldspat. Mit bizarren, unregelmäßig gestalteten, lappigen, pseudopodienartigen Fortsätzen liegen die Plagioklase oder ganze Kolonien von Plagioklasen ringsum eingeschlossen im Knaf. Dieses Bild ist in dem Untersuchungsmaterial aus azidischen Gneisen und Gneisplutoniten der östlichen Hohen Tauern sehr häufig und weist überall auf den gleichen Vorgang hin: zuerst

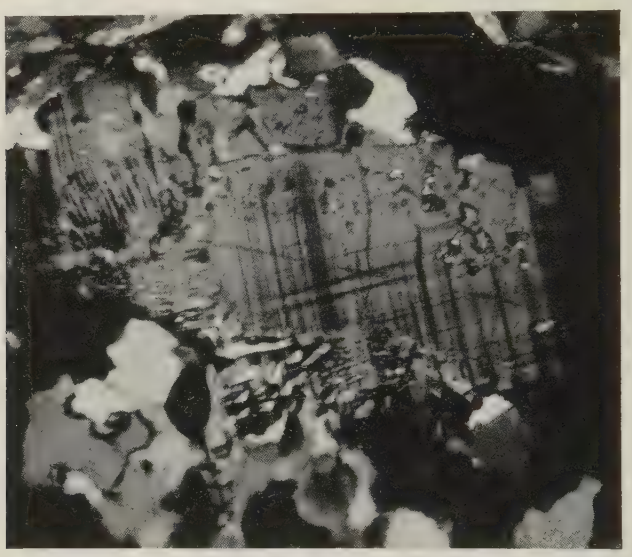


Abb. 13. Knaf. I. Scharf gegittert, perthitfrei und frei von Plagioklaseinschlüssen. Myrmekitquarzähnlicher granophyrischer Randsaum bei völligem Fehlen von Myrmekit-Grundplagioklas. Aus M-Gneis der Rote Wand—Modereck-Decke, Stanziwurten. Vergr. 75mal.

Kristallisation des Plagioklases (häufig mit idiomorpher Tendenz), dann Umwachsung durch Knaf. und gleichzeitig randlich buchtenförmige Korrosion des Plagioklases durch sich einnagende Knaf.-Substanz.

Im Knaf. I findet sich kein Plagioklas als Einschluß. Entsprechend dem, was oben über die Entstehung des perthitfreien Mikroklins (Knaf. I) aus Knaf. III über Knaf. II ausgesagt werden konnte, ist wohl die Annahme berechtigt, daß das Fehlen von Plagioklas als Einschluß in Knaf. I auf sekundäre Austreibung der Natronfeldspatsubstanz aus dem Knaf. beruht. Es ist durchaus wahrscheinlich, daß auch derjenige hypothetische Knaf. III, aus dem Knaf. I sich später sekundär entwickelt hat, einst Plagioklas als Einschluß führte und dieser Plagioklas mitsamt der Perthitsubstanz des ursprünglichen Knaf. III im Zuge der „Umlagerung" ausgetrieben worden ist. Abb. 13 zeigt Knaf. I mit wurmförmigen Quarzröhren,

die an Myrmekitquarz erinnern, ohne daß myrmekitische Plagioklas-Grundsubstanz vorhanden wäre. Ich vermute, daß ursprünglich Myrmekit vorlag und daß der einstige Myrmekit-Grundplagioklas während der Umlagerung ausgetrieben wurde.

In diesem Zusammenhang interessieren Beobachtungen, welche auf Beziehungen zwischen den in Knaf. III und II eingeschlossenen Plagioklaskörnern und den Perthitbildungen dieser Knaf.e III und II hinweisen. Abb. 14 zeigt einen ringsum in Knaf. III eingeschlossenen Plag. III und sein Verhalten an der Grenzfläche gegenüber den Aderperthiten des Knaf. III. Die perthitischen Adern des Knaf. III berühren und verschmelzen stellenweise mit dem im Knaf. III eingeschlossenen Plag. III. Andererseits sendet der Plag.-III-Einschluß protuberanzen-ähnliche Fortsätze aus (nahe der unteren Ecke der Oberkante des Plag. III in Abb. 14), welche mit den Aderperthiten parallel verlaufen und überhaupt wie Aderperthit aussehen. Hier handelt es sich um ein Reaktionsgefüge (*B. Sander*, L 50), das darauf schließen läßt, daß die beiden sich berührenden Kornarten (Plag. III als Einschluß, und Knaf. III als Umschließendes) einem gemeinsamen Umlagerungsprozeß ausgesetzt waren.

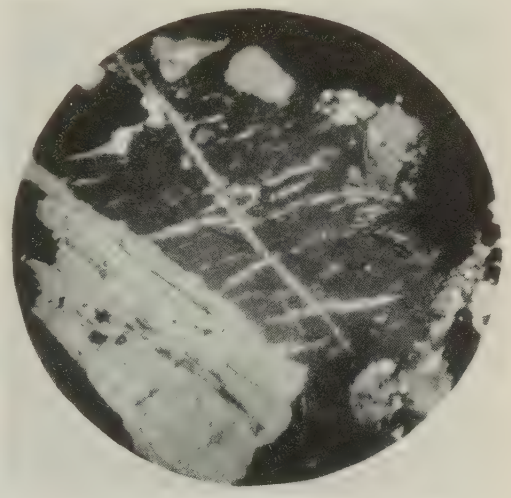


Abb. 14. Plag. III (links) ist ringsum von Knaf. III eingeschlossen. Die Perthitadern des Knaf. III berühren den eingeschlossenen Plag. III und verschmelzen mit ihm. Andererseits zweigen vom Rande des Plag. III protuberanzen-ähnliche Fortsätze ab, die konform mit den Aderperthitscharen verlaufen. Aus körnigem granosyenitischem Gneis, Weißenbachtal, Romatedecke. Vergr. 25mal.

Von den nur randlich korrodierten Amöbenfeldspaten gibt es alle Übergänge bis zur gänzlichen Resorption der in der Knaf.-Substanz ursprünglich eingeschlossenen Plagioklase. Dabei schreitet die Korrosion nicht nur von außen, sondern auch von innen (ohne Zufuhrkanäle nach außen zu zeigen, Diffusionen, Reaktionen im kristallinen Zustand?) her fort. Man findet häufig in den Amöbenfeldspaten schwammartige Knaf.-Körper, die mit der umgebenden Knaf.-Substanz gleich auslöschen, aber keine Zufuhrkanäle bis an

die Grenzfläche: Plagioklas-Knaf., zeigen. Auch zufuhrloser „orientierter Antiperthit" (*O. H. Erdmannsdörffer* L 53) ist häufig in den Amöbenfeldspaten.

War bisher nur von der Korrosionswirkung an den im Knaf. rings eingeschlossenen Plagioklasen die Rede, so seien nun die metasomatischen Verdrängungsprozesse Plagioklas → Kalinatronfeldspat auch an nicht ringsum eingeschlossenen, oder überhaupt gänz-

Abb. 15. Plagioklas-Mutterkorn zeigt verschiedene Stadien der Kalinatronfeldspatisation. Siehe Text. Aus körnigem granosyenitischem Gneis, Fundort wie Abb. 5. Vergr. 20mal.

lich selbständigen Plagioklas-Gesteinsgemengteilen betrachtet. Meines Wissens erwähnt *F. Angel* (L 5) erstmals in Tauerngesteinen derartige Erscheinungen, indem er schreibt: „*Staber* entdeckte", daß „der Kalifeldspat gefüllten Plagioklas zu verdrängen imstande ist (aplitischer Diorit, Kleinelendscharte)". Ich hatte nun das Glück, im granosyenitischen Gneis der Romatedecke solche Verdrängungsvorgänge in allen Schattierungen und Zwischenstadien kontinuierlich vom nicht in Mitleidenschaft gezogenen Plagioklaskorn bis zum nur mehr gespensterartig nebulosen Resorptionsfleck im Knaf. verfolgbar aufzufinden. Dabei erweist es sich, daß der Korrosionsvorgang in zweierlei Richtungen vor sich geht (Abb. 15).

Erstens wird der Plagioklas von außen her angenagt. Wurmartige Fortsätze der angrenzenden Knaf.-Substanz (Reaktions-

gefüge) dringen ⊥ M oder schräg M in den Plagioklas vor, trennen Schollen vom Plagioklasmutterkorn ab und fressen an diesen Schollen mittels vorgreifender Resorptionsbuchten weiter. Die Orientierung der solchermaßen vom Mutterplagioklaskorn abgelösten Plagioklasschollen kann unverändert bleiben. Die abgetrennten Schollen können aber auch im noch nicht verfestigten Knaf. Bewegungen ausführen, bis sie endlich als gegenüber dem Mutterplagioklas verdrehte Tochterschollen in der erstarrenden Knaf.-Substanz fixiert werden (Mitte rechts in Abb. 15).

Zweitens geht die Metasomatose nicht nur von der Korngrenzfläche nach innen vor, sondern sie wirkt auch im Innern des Plagioklas-Mutterkornes, ohne sichtbare Zufuhrkanäle nach außen zu zeigen. Es entstehen da einmal schwammartige unregelmäßige Knaf.-Gebilde, oder aber orientiert gelagerte Knaf.-Lamellen (orientierter Antiperthit) meist ‖ M.

Abb. 15 zeigt alle die genannten Erscheinungen und noch dazu dort, wo der Mutterplagioklas nicht an Knaf. angrenzt, den mikrolithen- und zwillingslamellenfreien Randsaum ungehindert entwickelt. In diesem Einzelfalle läßt sich nichts Sicheres darüber aussagen, ob der Randsaum älter ist als die Kalinatronfeldspatisation des Mutterplagioklases, oder ob er mit ihr annähernd gleich alt ist. Im ersteren Falle wäre der Randsaum schon vor der Kalinatronfeldspatisation des übrigen Plagioklasmutterkornes da gewesen und wäre in einem von der Knaf.-Substanz nicht durchdrungenen Refugium erhalten geblieben; im anderen Falle wäre der Randsaum annähernd gleichzeitig mit der Kalinatronfeldspatisation in einem vor ihr geschützten Winkel herangewachsen.

Es sind mitunter Plagioklase I als Einschlüsse, auch mit Resorptionserscheinungen im Knaf. vorhanden. Plag. II ist sogar recht häufig als Einschluß in Knaf. zu finden. Bedeutend seltener kommen Plagioklase mit typischen Randsäumen als Einschlüsse vor. Die Kristallisation des Plag. I und des ihm entsprechenden Plagioklasrandsaumes scheint also stellenweise älter, stellenweise auch gleich alt mit der Kalinatronfeldspatisation zu sein.

Es folgen noch einige weitere Beispiele der Kalinatronfeldspatisation der Plagioklase die leider aus zeitbedingten Ersparungsmaßnahmen heraus nur mit ungenügendem Bildmaterial belegt werden können:

Zu bemerkenswerten Formen führen die Bildungen, welche als orientierte Antiperthite zumeist ohne sichtbare Zufuhrkanäle nach außen, in schachbrettförmiger Anhäufung das Innere des Mutterplagioklases durchwachsen. Es wird dabei in kontinuierlichen Übergängen ein Stadium erreicht, das ich als *schachbrettgemusterten*

Antiperthit bezeichnen will (besonders deutliches Beispiel im Schliff Se 18, körniger granosyenitischer Gneis, Radhausberg-Unterbaustollen, Meter 50).

Andererseits entstehen durch orientiertes Wachstum der Knaf.-Substanz im Plagioklasmutterkristall Andeutungen zonarer orientierter Antiperthitschalen mit regelmäßiger kristallographischer

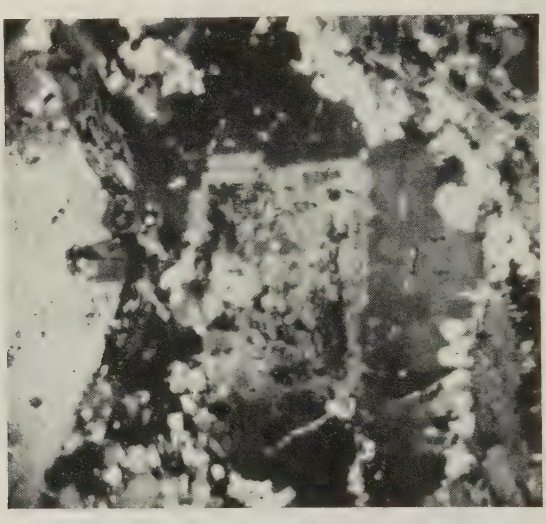


Abb. 16. Aufzehrung (nahe dem Anfangsstadium) eines in Knaf. III eingeschlossenen Plag.-III-Kornes. Die Kalinatronfeldspatisation wirkt von außen auf das Plag.-III-Mutterkorn (buchtiger Korrosionsrand), aber auch von innen her (ohne Zufuhrkanäle nach außen). Aus flasrigem granosyenitischem Gneis, Knappenbachgraben. Vergr. 22mal.

Umgrenzung. Die M.-Fläche, auch die aufrechten Prismen (z. B. in Schliff Se 142, körniger granosyenitischer Gneis, Romatespitze-NNW-Flanke) sind entwickelt. Solche Gebilde könnte man als *zonare orientierte Antiperthite* bezeichnen. Es gibt zu denken, daß im selben Gestein (Se 142: die Abb. 9 und 10 sind aus dem gleichen Schliff!) Zonarperthite und zonarorientierte Antiperthite so auffallend prächtig entwickelt sind, obwohl ich derzeit beide genannten Erscheinungen genetisch diametral entgegengesetzt sinngemäß erklären muß, nämlich im ersten Fall als Entmischung (Zonarperthit) und im zweiten Fall als Metasomatose (Antiperthit). Die Konvergenz deutet darauf hin, daß, wie schon für die Zonarperthite angedeutet, auch die zonarorientierten Antiperthite zumindest durch gewisse zonare Inhomogenitäten im Mutterplagioklas bei ihrer metasomatischen Entwicklung gefördert worden sind.

Die beiden oben geschilderten Korrosionsvorgänge (einerseits *zentripetale Korrosion des Mutterplagioklases* von der Korngrenz-

fläche aus in Richtung nach innen; andererseits *Korrosion im Innern des Mutterplagioklases beginnend* und teils schwammartig unorientiert, teils orientiert nach allen Richtungen, so auch zentrifugal, vordringend) bewirken die Ausbildung ringförmiger, hohlzylinderförmiger Plagioklasreste, die wie die hohlen Baumstämme im Wasser, in der erstarrenden Knaf.-Substanz fixiert werden.

Abb. 17. Aufzehrung (seltener regelmäßiger ringförmiger Sonderfall) eines von Knaf. III halbmondförmig umfaßten Plag.-III-Kornes. Die Kalinatronfeldspatisation wirkt von außen und von innen. Aus dem Mutterplagioklas entsteht solchermaßen ein hohlzylinderartiger, im Korndurchschnitt regelmäßig ringförmiger Körper. Aus flasrigem granosyenitischem Gneis, Fundort wie Abb. 16. Vergr. 22mal.

Abb. 16 zeigt einen solchen, von außen und innen korrodierten Plag. III im Anfangsstadium der Korrosion als Einschluß in Knaf. III. Die buchtigen Korrosionsränder außen und die einerseits orientierten, andererseits unregelmäßig lappigen Antiperthitstrukturen innen sind zu sehen. Der Antiperthit innen ist mit dem Knaf. III außen optisch gleich orientiert.

Der Mittelpunkt der Abb. 17 ist vom Mittelpunkt der Abb. 16 in der Natur im gleichen Schliffe bloß 4 mm entfernt. Beide sind offenbar, wie auch die übrigen Feldspatgroßkörner desselben Schliffes bezeugen, analoge Bildungen. Abb. 17 zeigt einen Knaf.-III- bis II-Kern; diesen umhüllend eine innere Hülle aus Plag. III mit Antiperthit; diesen umhüllend eine äußere Hülle aus Knaf. III. Links oben grenzt ein anderes Knaf.-III-Großkorn an. Knaf.-Kern und Knaf.-Äußere Hülle sind nicht optisch gleich orientiert. Knaf.-Kern ist mit Plag.-Innere Hülle nach M verwachsen. Der Antiperthit im Plag.-Innere Hülle ist mit diesem nach M verwachsen. Es löschen

auch tatsächlich Antiperthit und Knaf.-Kern gleichzeitig aus. Die Übergänge zu Abb. 16 erweisen, daß auch diese komplizierte und sonderbar regelmäßige doppelte Ringform, die in meinem Beobachtungsmaterial einzig dasteht, auf Kalinatronfeldspatisation eines Mutterplagioklases zurückgeht, dessen Restkörper der Plag.-III-Innere Hülle ist. Auf Grund der Verbandsverhältnisse dürfen hier

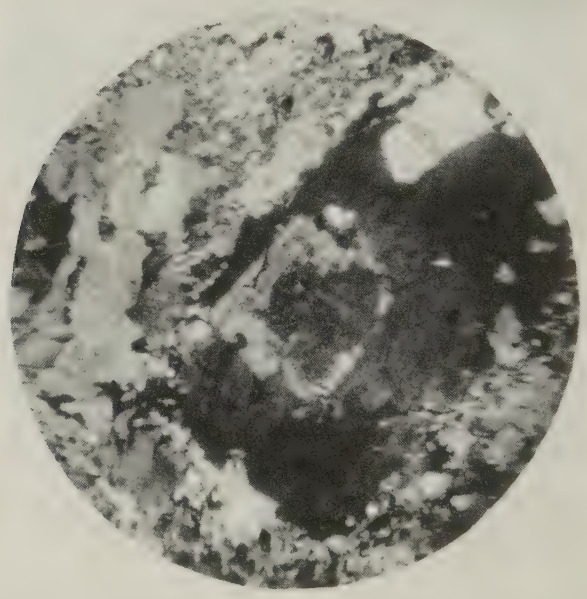


Abb. 18. Aufzehrung (nahe dem Endstadium) eines in Knaf. II eingeschlossenen Plag.-III-Kornes. Durch weiter fortschreitende Korrosion von außen und innen her kommt es zum Durchbruch des ringartigen Gebildes. Aus aplitischem Gneis der granosyenitischen Gneisserie, Schleierfall-E-Wand, Naßfelder Achental. Vergr. 20mal.

nicht drei Wachstumsphasen, wozu ein oberflächlicher Betrachter vielleicht zunächst geneigt wäre, rekonstruiert werden in der zeitlichen Folge: 1. Wachstum Knaf.-III- bis II-Kern, 2. Wachstum Plag.-III-Innere Hülle, 3. Wachstum Knaf.-III-Äußere Hülle. Im Gegenteil handelt es sich bei der Entstehung des Knaf.-III- bis II-Kernes auch hier wieder höchst wahrscheinlich um einen Korrosionsvorgang von innen im ehemaligen Mutterplagioklas. Auffallend bleibt, daß der Knaf.-III- bis II-Kern optisch anders orientiert ist, als der Knaf.-III-Äußere Hülle. Dies scheint darauf hinzuweisen, daß das von innen her wirkende Korrosionsprinzip zuweilen recht unabhängig von der äußeren Korrosion ansetzt.

Der von *E. Christa* (L 32, S. 562) beschriebene ähnliche Umhüllungskörper: Kalifeldspat-Kern, Plagioklas-Innere Hülle, Kalifeldspat-Äußere Hülle deckt sich insoferne nicht mit dem der Abb. 17, als nach der Beschreibung *E. Christas* Kalifeldspatkern und Kalifeldspathülle dort optisch gleich orientiert sind.

Abb. 18 zeigt eine schon weiter vorgeschrittene Resorption von Plag. III in Knaf. II. Das dichtgefüllte Plagioklasgebilde ist nur noch als ruinenförmiger, an einer Stelle schon durchbrochener Ringkörper zwischen der von außen und innen wirkend korrodierenden Knaf.-Substanz erhalten.

An dieses Stadium schließen dann endlich nur noch in verschwommenen Umrissen erkennbare Relikte bis zur allmählichen gänzlichen Resorption des Plagioklases im Knaf. an.

In sämtlichen Fällen ist zu beobachten, daß mitsamt der Plagioklassubstanz auch die echte Fülle des Plagioklases verschwindet. Solange noch Plagioklassubstanz erhalten ist, bleibt auch die echte Fülle des Plagioklases in uneingeschränkter Dichte (Mikrolithenvollstopfung) unverändert erhalten (z. B. Abb. 18). Wohin die Substanz des Plagioklases mitsamt der echten Fülle auswandert, ist vorläufig noch ein Rätsel der ichoretischen Lösungsumsätze.

D. Der echte Schachbrettalbit und das Problem seiner Entstehung.

Als echten Schachbrettalbit will ich den schachbrettgemusterten Plagioklas I (Albit) bezeichnen, der ehemals ein Kalinatronfeldspat war, durch einen Umwandlungsvorgang aus diesem hervorgegangen ist, wobei nun das gesamte ehemalige Kalinatronfeldspatkorn in Plagioklassubstanz überführt wurde. Der echte Schachbrettalbit weist zumeist die typischen Begrenzungsformen und Korngrößen der Knaf.e auf. Auch die für die Knaf.e bezeichnenden Einschlüsse führt er. In vielen Schliffen meines Untersuchungsmaterials finden sich Knaf. und Schachbrettalbit im gleichen Schliff und aus den Gefügebeziehungen der beiden gegenüber den meist durchaus anders gearteten Plagioklasen desselben Schliffes ist ohneweiters die genetische Ableitung Knaf. → Schachbrettalbit evident. Diesen genetischen Vorgang nennt man häufig Schachbrettalbitisation des Knaf. und er stellt ein noch offenes Problem dar. Es ist einleuchtend, daß gerade solche Gesteinstypen, in denen häufig nicht schachbrettalbitisierter Knaf. neben Schachbrettalbit vorkommt und in denen auch Plagioklase als wertvolle Vergleichsobjekte vorhanden sind, sich besonders gut zur Erforschung der Schachbrettalbitisation eignen werden. Ein solcher Gesteinstyp ist der Siglitzgneis meines Arbeitsgebietes.

Die Typisierung des „echten Schachbrettalbits" (oder Schachbrettalbits im engeren Sinne) im Gegensatz zu dem in der alpinen

Literatur viel weiter gefaßten allgemeinen Begriff „Schachbrettalbit" erscheint nötig in Anbetracht der drei im Zuge obiger Typisierungen von Feldspatausbildungen bereits begegneten schachbrettgemusterten heterogenetischen Konvergenzen, welche kurz zusammenfassend hier nochmals in Übersicht gebracht sein mögen:

1. *Schachbrettgemusterter Plagioklas II.* Er war niemals ein Knaf. Sein Schachbrettmuster entsteht im Zuge der für Plag. II charakteristischen unregelmäßigen Verteilung der polysynthetischen Zwillingslamellen. Er kommt stets im Verbande mit Plag. II und mit kontinuierlichen Übergängen zu Plag. III und Plag. I vor. Umrißform, Größe, Einschlüsse usw. hat er mit den übrigen Plagioklasen gemein.

2. *Schachbrettgemusterter Haufenperthit.* Er ist ein Knaf. III, bzw. auch Knaf. II und findet sich im Verbande mehr oder minder perthitreicher Knaf.e. Kontinuierlich ist zu verfolgen, wie sich aus Aderperthit im Zuge besonders intensiver Umlagerung, die zur Natronfeldspatanreicherung mit Schachbrettmusterung einerseits und zur Anreicherung reinen Kalifeldspates andererseits führt, der schachbrettgemusterte Haufenperthit bildet. Vom echten Schachbrettalbit unterscheidet er sich nur dadurch, daß reine Kalifeldspatsubstanz in ihm, auf regelmäßig schachbrettgefelderte, in die volumetrische Minderheit zurückgedrängte Lückenbüßer verteilt, noch deutlich vorhanden ist (*Becke*sche Lichtlinie bei ausgeschaltetem Analysator).

3. *Schachbrettgemusterter Antiperthit.* Er ist ein in Kalinatronfeldspatisation begriffener Plagioklas. Die den Mutterplagioklas hauptsächlich von innen, aber auch von außen korrodierende Knaf.-Substanz bevorzugt orientierte Lagerung im Körper des Mutterplagioklases (orientierter Antiperthit), die dann mitunter die Schachbrettfelderung erzeugt. Maßgeblich ist der geologische Verband. In den betreffenden Schliffen finden sich die Übergangsstadien der Kalinatronfeldspatisation des Plagioklases und diese Vergleiche mit den Nachbarkörnern lassen deutlich erkennen, daß es sich um schachbrettgemusterten Antiperthit handelt.

In dem vorliegenden Beobachtungsmaterial finden sich 50 Schliffe mit echtem Schachbrettalbit. Auffallend ist zunächst, daß in der Mehrzahl der Fälle der „echte Schachbrettalbit" fix und fertig vorliegt und die vom petrogenetischen Standpunkt aus so sehr herbeizuwünschenden „missing links" einer kontinuierlichen hypothetischen Reihe der Schachbrettalbit-Evolution äußerst selten sind. Trotzdem zeigt der Siglitzgneis in dieser Beziehung prächtige Typen (z. B. Abb. 19, 20; siehe unten). Mein Untersuchungsmaterial erweist, daß sowohl der schachbrettgemusterte Plag. II (1), wie auch

der schachbrettgemusterte Antiperthit (3) als genetische Verbindungsglieder, als Vorstufen der Schachbrettalbitisation nicht in Frage kommen. Beide habe ich niemals bisher im geologischen Verband mit echtem Schachbrettalbit gefunden. Sehr wohl kann aber der schachbrettgemusterte Haufenperthit als eine Vorstufe der Schachbrettalbitisation angesprochen werden; und zwar auf Grund seines geologischen Verbandes mit echtem Schachbrettalbit im Siglitzgneis (mehrere Schliffe) und eines Schliffes (Se 156) von flasrigem granosyenitischem Gneis im Hangenden des Amphibolitfisches im Keuchenkar, Romatedecke.

Es ist also eine sehr auffallende Tatsache, daß in der Mehrzahl der Gesteine des Untersuchungsmateriales der Schachbrettalbit auch bei starken Vergrößerungen keine Knaf.-Inseln oder sonstige Überbleibsel der Knaf.-Substanz erkennen läßt, während Umrißform, Größe und Einschlüsse ganz deutlich erweisen, daß dieser Schachbrettalbit einst ein Knaf. war, daß es sich also um „echten Schachbrettalbit" im eingangs definierten Sinne handelt. Der echte Schachbrettalbit ist bekanntlich (L 19) vollkommen frei von echter Fülle und ist in die nächste Verwandtschaft von Plag. I zu stellen. Die polysynthetische Verzwillingung des echten Schachbrettalbits dürfte eine „primäre" (*A. Köhler, F. Raaz,* 1947, L 87), durch Verwachsung ehemals gesonderter Plag.-I-Keime, welche im Knaf. nisteten, hervorgegangene sein. Theoretisch wäre also die polysynthetische Verzwillingung des echten Schachbrettalbits das genetische Gegenteil der polysynthetischen Verzwillingung von Plag. III und Plag. II, welche wohl als „sekundäre" Zwillingsbildung, entstanden durch Zerfall aus höhersymmetrischer Anlage im Sinne von *A. Köhler* und *F. Raaz* zu deuten ist. Wohl mit Recht schreibt *F. Angel* (L 5): „Die eigentümliche Musterung des Schachbrettalbits ist auf die Gitteranlage des Mikroklins rückführbar". Man wird sich vorstellen dürfen, daß die Plag.-I-Keime, dieser Gitteranlage folgend, mosaikartig zusammengewachsen sind.

Die allenthalben im Siglitzgneis anzutreffenden Wechselbeziehungen zwischen Perthit (vor allem schachbrettgemustertem Haufenperthit) und echtem Schachbrettalbit, welche für die Erklärung des Vorganges der Schachbrettalbitisation von wesentlicher Bedeutung scheinen, seien an zwei Beispielen (Abb. 19, 20) kurz angedeutet:

Abb. 19 zeigt echten Schachbrettalbit, der von Knaf. III (Dunkelstellung!) umhüllt ist. Im Dünnschliff sehr deutlich, auf dem Mikrophoto der Abb. 19 nur unklar zu sehen, ist der kontinuierliche Übergang der echten Schachbrettalbitsubstanz in den Aderperthit des um-

hüllenden Knaf. III. Es löst sich der Schachbrettalbitkern randlich inselförmig auf. Die aufgelösten Schachbrettalbitinseln entsprechen in ihrem Erscheinungsbild bereits völlig den parallel angeordneten Aderperthiten. Es ist also in der Grenzzone zwischen echtem Schachbrettalbitkern und dem diesen Kern allseits umhüllenden Knaf. III mit Aderperthit ein kontinuierlicher Übergang zwischen echtem

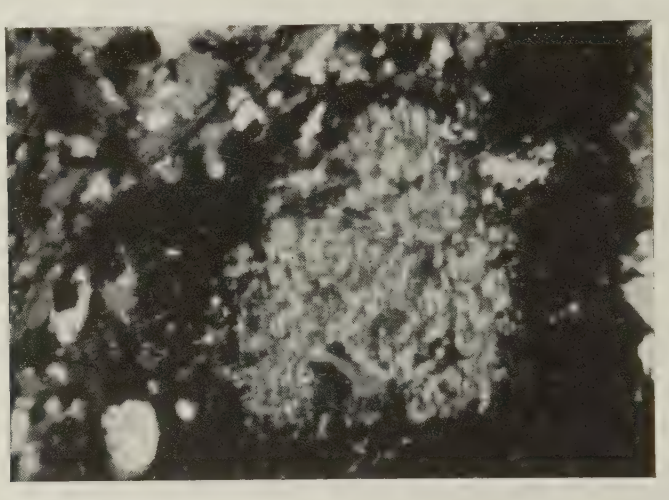


Abb. 19. Echter Schachbrettalbit (Kern) in Knaf. III (Hülle). In der Randzone des Kernes löst sich der echte Schachbrettalbit inselförmig auf und geht kontinuierlich in den Aderperthit der Knaf.-III-Hülle über. Aus Siglitz Gneis, Siglitz-Unterbaustollen, Halde. Vergr. 27mal.

Schachbrettalbit und Aderperthit vorhanden. Eine scharfe Grenze kann zwischen diese beiden Bildungen nicht hindurchgelegt werden.

Noch aufschlußreicher ist die, ein anderes Korn desselben Schliffes wiedergebende Abb. 20. Der Kern dieses Großkornes wird von Plag. III aufgebaut. Rund herum folgt eine innere Hülle aus echtem Schachbrettalbit. Rings um diese folgt eine äußere Hülle aus Knaf. III bis II, der weitgehend in schachbrettgemusterten Haufenperthit und Mikroklin (scharf gegittert, perthitfrei) grob gegliedert ist. Der echte Schachbrettalbit geht in den schachbrettgemusterten Haufenperthit kontinuierlich über. Die Grenzregion zwischen den beiden verläuft sehr verworren und kompliziert; man kann nur von einem Grenzstreifen zwischen den beiden und nicht von einer scharfen Grenzfläche sprechen. Wiederum löst sich auch hier (ebenso wie in Abb. 19) der echte Schachbrettalbit inselartig auf und geht kontinuierlich in den Haufenperthit über. Der Plag.-III-Kern zeigt echte Fülle.

Beide Figuren und andere prächtige und deutliche Übergangserscheinungen zwischen Perthit und Schachbrettalbit (vor allem in

Schliff Se 25, Siglitz-Unterbaustollen, Meter 2220) machen es wahrscheinlich, daß in den Knaf.-III- bis II-Körnern „Umlagerungen" der perthitischen Substanzen vor sich gegangen sind, die bis zur Bildung echten Schachbrettalbits führten. Auffallend ist, daß sich der echte Schachbrettalbit ganz vorwiegend in den Kernpartien der betreffenden Knaf.e gebildet hat. In Abb. 20 erhält man den Ein-

Abb. 20. Knaf.-III- bis II-Großindividium. Plag.-III-Einschluß im Kern. Rund um diesen echter Schachbrettalbit (Innere Hülle). Rund um diesen Knaf. III bis II (Äußere Hülle), gegliedert in schachbrettgemusterten Haufenperthit und perthitfreien Mikroklin. Der echte Schachbrettalbit (Innere Hülle) geht in seiner äußeren Grenzzone, sich inselartig auflösend, kontinuierlich in den schachbrettgemusterten Haufenperthit über. Der perthitfreie Mikroklin bevorzugt die äußersten Teile dieses Großindividuums. Aus Siglitz-Gneis, Fundort wie Abb. 19. Vergr. 20mal.

druck, daß der — jedenfalls einen primären Einschluß im Knaf. darstellende — Plag. III des Kernes, als eine Art Anwachszentrum für die echte Schachbrettalbitbildung gedient hat. Keinesfalls könnte ich auf Grund der Verbandsverhältnisse der gesteinsbildenden Gemengteile im Siglitzgneis einer theoretischen Deutung zustimmen, welche die zonare Anordnung: echter Schachbrettalbit innen — Aderperthit außen nach Art liquidmagmatisch zonarer Umwachsungen zu erklären versuchen würde, indem einer älteren Schach-

brettalbitkristallisation eine jüngere Knaf.-III- bis II-Kristallisation gefolgt wäre. Sondern es ist evident, daß die Schachbrettalbitbildung sekundären Umlagerungsvorgängen in dem älteren Knaf.-III- bis II-Korn ihr Dasein verdankt, ebenso wie der Ader- und Haufenperthit (Sekundärperthit). *K. Chudoba* (L 34 a) beschreibt einen entfernt ähnlichen Fall zonarer Anordnung mit Plag. im Kern und Knaf. in der Hülle mit zwischengeschalteter perthitreicher Zone (Bezugnahme und Kritik der Antiperthitdeutung siehe bei *A. Köhler* L 85).

Endlich ist auf die Horizontbeständigkeit des echten Schachbrettalbites in meinem Beobachtungsmaterial hinzuweisen. Dabei erweist sich die Typisierung des echten Schachbrettalbites, der nicht mit schachbrettgemusterten Antiperthiten, oder schachbrettgemusterten Plagioklasen II zusammengeworfen werden darf, als nützlich. Es zeigt sich (siehe S. 271), daß echter Schachbrettalbit nur in ganz bestimmten, meist plagioklasreichen Gesteinsserien meines Untersuchungsgebietes auftritt. Eine gesetzmäßige Beziehung zwischen Auftreten von echtem Schachbrettalbit und Pauschalchemismus des Gesteins ist auf Grund meiner Beobachtungen evident.

Für die Deutung der Schachbrettalbitisation sind zwei Prinzipien maßgebend. Beide scheinen in der Natur gleichzeitig zusammenzuwirken. Auf Grund der zu beobachtenden Übergänge zwischen echtem Schachbrettalbit und Sekundärperthit, dürften die beiden Prinzipien die Entstehung beider Bildungen betreffen. Es sind:

1. *Das Entmischungs-Prinzip.* Theoretisch ist es denkbar — die Anregung zu dieser Überlegung gab mir Herr Professor Dr. *A. Köhler* —, daß der ursprünglich homogene Kali-Natron-Feldspat-Mischungs-Mutter-Kristall einen sehr hohen Prozentanteil Na besaß. Der Natronfeldspat des Sekundärperthits und echten Schachbrettalbits ging durch Entmischung dieses Mutterkristalls im Verlaufe eines Umlagerungsprozesses hervor. Die Umlagerung bewirkte lokale Anreicherung der Na-Feldspat-Komponente in einem Teil und der K-Feldspat-Komponente im anderen Teil des heute zu beobachtenden Kornes.

Abb. 19 und 20 scheinen die Bestätigung dieses Prinzips in der Natur zu geben; ebenso auch Abb. 12 (schachbrettgemusterter Haufenperthit).

Die große Masse der echten Schachbrettalbite, welche ja den Gesamtraum eines Einzelkornes ausfüllen, fügt sich offenbar nicht diesem Prinzip. Denn für sie ist Na-Zufuhr und K-Abfuhr, also metasomatischer Stoffwechsel erforderlich. Wir müssen aber festhalten, daß die in meinem Beobachtungsmaterial aufgefundenen

Verbindungsglieder zwischen Sekundärperthit und echtem Schachbrettalbit durch das Entmischungsprinzip voll und ganz erklärt werden können, während für den Großteil der echten Schachbrettalbite überhaupt keine Verbindungsglieder gefunden wurden.

Das Entmischungsprinzip zur Erklärung der Schachbrettalbitisation in gewissen Fällen anerkannte schon *F. Becke* (L 19), indem er erwähnt, daß sich Verwachsungen zwischen Kalifeldspat und Schachbrettalbit finden, „wo eine Ausscheidung der Albiteinlagerungen aus einer ursprünglich homogenen Mischung von Albit in Kalifeldspat (feste Lösung) wahrscheinlich wird".

2. *Das Metasomatose-Prinzip.* Theoretisch ist es denkbar, daß der ursprüngliche Kalinatronfeldspat durch von außen her einwandernde Na-Substanz schachbrettalbitisiert, eventuell auch sekundärperthitisiert wurde.

Dieser Vorgang muß in allen Fällen — und das ist die weitaus überwiegende Mehrheit der echten Schachbrettalbite meines Untersuchungsmateriales —, wo echter Schachbrettalbit das gesamte ehemalige Kalinatronfeldspatkorn ausfüllt, angenommen werden. Mit allem Nachdruck weise ich aber darauf hin, daß trotz sorgfältiger Durchsicht von 50 Schliffen mit echtem Schachbrettalbit meines Untersuchungsmateriales aus verschiedensten Zonen der östlichen Hohen Tauern kaum Beobachtungen vorliegen, die ein allmähliches Einwandern der Na-Substanz von außen her in den ursprünglichen Kalifeldspat erweisen. Im Siglitzgneis sind wohl schwammartige Durchdringungen des Mutter-Kalinatronfeldspates mit Plag.-Substanz reichlich vorhanden. Äußerst selten sind jedoch Bildungen, die im Sinne zentripetalen Einwanderns der Plagioklas-Substanz zu deuten wären. Wo in Gesteinen, die reich an echtem Schachbrettalbit sind, Kalinatronfeldspat an Plagioklas angrenzt, finden sich selten schlauchförmige korrosionsmäßige Reaktionsgefüge. Es wirkt die Schachbrettalbitisation angesichts der Beobachtungstatsachen wie eine plötzliche Zauberei. Wir werden gleich unten darauf noch einmal zu sprechen kommen.

F. Becke (L 19) betrachtete schon das Metasomatose-Prinzip als sehr wesentlich für die Schachbrettalbitbildung. Daß er bezüglich der Auffindung zentripetaler metasomatischer Strukturen scheinbar mehr Glück hatte, als ich bisher, lassen seine, leider ohne Mitteilung ausführlicherer Beschreibungen versehenen Worte schließen: „Die Bildung dieses Schachbrettalbites schreitet oft derart in das Innere des ursprünglichen Kalifeldspates vor, daß kleine inselförmige Partien des ursprünglichen Minerales erhalten bleiben." Tatsächlich hat sich ja auch in der alpin-petrographischen Literatur über Schachbrettalbitisation das Metasomatose-Prinzip als führend durchgesetzt.

B. Sander verwendet seinen Ausdruck „Reaktionsgefüge" für Reaktionen zwischen sich berührenden Gefügegenossen (siehe *F. K. Drescher-Kaden,* 1939/40, L 50, S. 394). Dazu gehören bekanntlich z. B. Myrmekit, oder die oben beschriebenen Korrosionserscheinungen des Plagioklases an den Grenzflächen zu Kalinatronfeldspat usw.

Man könnte nun von *„Reaktionsgefügen im weiteren Sinne"* sprechen, wenn die Auswirkung von Metasomatose-Vorgängen gemeint sind, welche nicht an Korngrenzflächen gebunden sind. Solche Vorgänge sind zweifelsohne in der Zentralgneisfazies von großer Bedeutung. Eine solche neue Begriffsfassung läßt den bisherigen Begriff: „Reaktionsgefüge" als „Reaktionsgefüge im engeren Sinne" voll in Geltung.

Beispiele für „Reaktionsgefüge im weiteren Sinne" sind die überwiegende Mehrzahl der Fälle von Schachbrettalbitisation und gewisse Erscheinungen an gefüllten Plagioklasen der Tauerngneise und Tauerngneisplutonite.

Unabhängig davon, ob Reaktionsgefüge im engeren Sinne sich in Zukunft doch noch, wozu z. B. die angeführte Notiz *F. Beckes* Mut macht, an echten Schachbrettalbiten erweisen lassen werden, scheint es heute schon klar zu sein, daß die Hauptmasse der metasomatisch entstandenen echten Schachbrettalbite ihre Na-Zufuhr und K-Abfuhr Vorgängen verdankt, die nicht an Korngrenzen gebunden sind. Ich muß es den physiko-chemisch geschulten Mineralogen überlassen, diese Vorgänge zu analysieren (Emanation, Diffusion, Reaktionen im kristallinen Zustand, molekular-, atom- oder ionen-disperse Zustände). Als Geologe kann ich bloß auf die Tatsache hinweisen, daß sich echte Schachbrettalbite in verblüffender Horizontbeständigkeit zeigen und an Gesteine gebunden sind, die im allgemeinen recht plagioklasreich sind, daß metasomatische Reaktionsgefüge im engeren Sinne höchst selten an ihrer Bildung beteiligt scheinen, und daß, da Metasomatose eindeutig gewirkt haben muß, es in der Zentralgneisfazies offenbar Prozesse gibt, die das gesamte betreffende Gestein metasomatisch durchwirken und sich in den hochsensiblen Feldspaten abbilden.

Zu ganz ähnlichen Überlegungen führt die von *E. Christa* (L 32) einwandfrei bewiesene Tatsache der Abhängigkeit der echten Feldspatfülle der Plagioklase der Tauerngneisplutonite des oberen Zemmgrundes vom Pauschalchemismus des betreffenden Gesteines, die auch von anderen Autoren an anderem Untersuchungsmaterial belegt ist. *E. Christa* (L 32), *H. P. Cornelius* (L 41) u. a. haben überzeugend gezeigt, daß manche Mikrolithen der echten Fülle der Plagioklase aus Tauerngesteinen (z. B. Muskowit-Mikrolithe usw.)

nicht ohne Einwirkung metasomatischer Prozesse auf den betreffenden Plagioklas erklärbar sind. Reaktionsgefüge im engeren Sinne fehlen auch hier genau so wie bei den echten Schachbrettalbiten. Und trotzdem muß auch hier eine im Dünnschliff unsichtbare Metasomatose den Ausgleich zwischen Pauschalchemismus und Mikrolithenführung der echten Fülle der Plagioklase bewirkt haben.

Die Umlagerungsvorgänge im Kalinatronfeldspat, welche zur Bildung von Sekundärperthit und echtem Schachbrettalbit führen, gehorchen offenbar dem Entmischungsprinzip ebenso wie dem Metasomatoseprinzip. Beide Prinzipien dürften sich unter dem einheitlichen Prinzip der „Reaktionsgefüge im weiteren Sinne" auf einen Nenner bringen lassen. Auch die sonderbare Tatsache, daß im Zuge der Kalinatronfeldspatisation der Plagioklase, die letzteren häufig von innen her, ohne Zufuhrkanäle nach außen zu zeigen, von schwammartig sich ausbreitender Kalinatronfeldspatsubstanz korrodiert werden, dürfte ein Reaktionsgefüge im weiteren Sinne sein. Bei zunehmender K-Übersättigung des Gesteines durchfluteten K-Stoffe in irgendwelcher physiko-chemischer Form die bereits bestehenden Feldspatgitter und bildeten sie metasomatisch ohne Reaktionsgefüge im engeren Sinne (Kalifeldspatisation der Plagioklase, Entstehung der Muskowitmikrolithe in der echten Fülle) um. Analog ist sehr wohl denkbar, daß bei der Genesis echten Schachbrettalbits und manchen Sekundärperthits weder nur-Entmischung, noch nur-metasomatisches Reaktionsgefüge im engeren Sinne gewirkt haben, sondern daß die allgemeine Na-Übersättigung der im Gestein noch mobilen Lösungsumsätze die bereits bestehenden Feldspatgitter zu Reaktionsgefügen im weiteren Sinne umformte.

Endlich sei noch darauf hingewiesen, daß einige Forscher die Schachbrettalbitisation zumeist der alpidischen Normalmetamorphose zuteilen, die Perthitbildung aber zum voralpidischen Magmatismus zählen. Es wurde bereits ausführlich oben gezeigt, daß eine scharfe Grenze, oder gar ein zeitlicher Hiatus einiger zehn Jahrmillionen, kaum mit dem kontinuierlichen Übergangsbild zwischen beiden Bildungen vereinbar ist. Nebenbei sei erwähnt, daß auch die kontinuierliche Plagioklas-Übergangsreihe vom Plag. III bis zum Plag. I keinen Anhaltspunkt für eine scharfe Grenzziehung im Sinne voralpidischen Magmatismus (ungefüllter basischerer Vorgänger des Plag. III) und alpidischer Normalmetamorphose (Zerfall des basischen Vorgängers in Plag. III + echte Fülle; sowie Neukristallisation von Plag. I) gibt. Im Gegenteil weist das Beobachtungsbild auf kontinuierliche Übergangsreihen sämtlicher Plagioklase und ihrer echten Fülle. Die *Weinschenk-Christa*sche Deutung

der echten Fülle der Plagioklase als eine Bildung in statu nascendi des Wirtplagioklaskristalls scheint mir die naturgegebene. Das theoretische Prinzip: „Die ganze erstarrende Masse steht unter hoher Spannung, welche darauf hinzielt, das unter den gegebenen Verhältnissen denkbar kleinste Molekularvolumen der kristallisierenden Mineralien hervorzubringen. Die Plagioklase *zerfallen bei ihrer Kristallisation* in spezifisch schwere Kalktonerdesilikate (echte Fülle), welche von dem Rest des kalkarmen Feldspats umhüllt werden" *(E. Weinschenk)* ist heute lange nicht mehr so absurd, als es vor 50 Jahren schien. Die Ableitung der polysynthetischen Zwillingsbildung mancher Plagioklase nach *A. Köhler* und *F. Raaz* (L 87) beruht auf einem sehr ähnlichen Prinzip. Hier wie dort ist die Anlage zu einer gewissen Feldspatausbildung vorhanden, die aber dann nicht verwirklicht wird, sondern in statu nascendi den Anlaß zu Kristallisationen gibt, welche die Anlage noch erkennen lassen. Schon *E. Christa* wies darauf hin, daß die Kristallisation der jedenfalls metasomatisch zu erklärenden Muskowitmikrolithe mancher gefüllter Plagioklase „einen hohen Grad molekularer Beweglichkeit" voraussetzt.

4. Kritische Zentralgneisfazies: Knaf. III im tieftaueriden Stockwerk stabil, Knaf. I geologisch gleichzeitig im hochtaueriden Stockwerk stabil.

Das Interesse für Augengneise verschiedener tektonischer Stockwerke führte mich zu einem, wie ich meine, fruchtbaren kleinen exakten Erkenntnisschritt in Richtung zum petrogenetischen Verständnis der Zentralgneisfazies vorwärts.

In der M-Gneisserie der Rote Wand—Modereck-Decke finden sich Kalinatronfeldspat-Augengneise, die *S. Prey* eingehend in L 102 und generell in L 103 beschrieb, und die ich in einigen Schliffen von der Roten Wand in der Schliffsammlung *S. Preys* erstmals in ihrer prächtigen porphyroklastischen Ausbildung kennenlernte. Dieselben Augengneise finden sich auch im M-Gneis der Stanzi-wurten und von Kleindorf bei Flattach im Mölltal. Das Gestein ist ein alpidisch planparallel durchgeschieferter granitischer Gneis, in dessen geologischem Verband Plag.-I-Holoblasten alpidisch sproßten, deren Kristallisation die Deformation überdauerte. Die Augen bestehen aus meist gelängten und eckig begrenzten Einzelindividuen von Kalinatronfeldspat. Ihr längster Durchmesser erreicht in den Schliffen bis 6.5 mm Länge und ist in s, mitunter auch etwas schräg dazu eingeregelt. Die Struktur dieser Kalinatronfeldspat-Augen ist eindeutig porphyroklastisch. Es handelt sich, ohne daß diesbezüglich ein Zweifel möglich wäre, um Relikte ehemaliger

Kalinatronfeldspat-III-Großindividuen, wie letztere uns so häufig entweder als Kristallaugen in granitischen Riesenaugengneisen, oder als mehr oder weniger makroskopisch regellos orientierte Individuen in porphyrischen granitischen Gneisen und Gneisplutoniten der östlichen Hohen Tauern begegnen.

Die Kalinatronfeldspate der Augen im Augengneis der Rote Wand—Modereck-Decke sind durchwegs Knaf.e I, häufig optisch positiv. Knaf. III fehlt vollkommen.

Trotz der gewaltigen alpidischen Deformationen sind die Knaf.-I-Körner in der Mehrzahl der Fälle in diesem Gestein ganz verblüffend optisch ungestört; das heißt der Kornschnitt jedes Einzelkristalls (Auge) löscht über die ganze Fläche des angeschnittenen Kornes meist einheitlich gleichzeitig aus. Schon *S. Prey* (L 102, 103) billigte deshalb und wegen der im Zuge der alpidischen Deformation in das Korn mechanisch von außen eingetrifteten Einschlüsse aus dem Nachbargewebe, die ganz offensichtlich von dem nach der Deformation ausheilenden Kalinatronfeldspat-Kristallgebäude ungestört umschlossen werden, dem Kalinatronfeldspat eine gewisse alpidische Rekristallisationsfähigkeit zu. Allerdings beschränkte *S. Prey* diese Rekristallisationsfähigkeit mehr nur auf die einschlußreichen Randpartien der Kalinatronfeldspat-Großindividuen. Meine Beobachtung, daß allen diesen Kalinatronfeldspat-Großindividuen jegliche Perthitsubstanz fehlt, daß scheinbar auch Myrmekit-Grundplagioklas zusammen mit den Perthitpartien sekundär aus dem Kristallgebäude ausgetrieben wurde (Abb. 13) und daß viele dieser Kalinatronfeldspatkörner optisch positiv sind, zeigen, daß das *gesamte Kristallgebäude* dieser Individuen im Zuge der alpidischen Rekristallisationen *grundlegend verändert* wurde. Wir können daher mit vollem Recht von einer, das Gesamtkorn der betreffenden Großindividuen umfassenden alpidischen Rekristallisation sprechen. Diese Rekristallisation vollzog sich offenbar unter geologischen Umweltsbedingungen, die von der primären Kristallisation des Knaf. III grundlegend verschieden sind. Knaf. I wird damit zum Leitindikator für die letzten Prägungsbedingungen dieses Augengneises.

Die Rekristallisation des Knaf. III in einer gänzlich neuen und anderen Feldspatausbildung, nämlich in Form des Knaf. I, unter den Bedingungen normalmetamorpher alpidischer „Schieferhüllemetamorphose" (Schwachwirkungsbereich, höchstes Stockwerk im Tauernkörper) verdient Beachtung. Es ist ein alteingesessenes Vorurteil mancher älterer alpiner Petrographenschulen, daß der „Kalifeldspat" nur in Starkwirkungsbereichen (z. B. sogenannter „voralpidischer Magmatismus" im Metamorphidenstamm der Alpen)

kristallisiert. Da er auch als Neubildung in Sedimenten auftritt (L 85), ist es gar nicht so verwunderlich, daß wir ihn völlig frisch umkristallisiert auch in der normalmetamorphen „Schieferhüllemetamorphose" in der Epizone, allerdings in ganz spezifischer Ausbildung, nämlich als Knaf. I, stabil antreffen.

F. Becke (L 19, S. 33) reihte den Kalifeldspat in die charakteristischen Mineralbildungen der „Unteren Tiefenstufe" ein. Maßgebend dafür war das damals vorliegende petrographische Beobachtungsmaterial, das Molekularvolumen des Kalifeldspates und das Bestreben des Autors, „zunächst nur den Versuch zu machen" (*F. Becke*, L 19), die Regel der Metamorphose kristalliner Schiefer einheitlich, und vom Magmatismus möglichst abgetrennt, zu ergründen. Ein epigonenhaftes Beharren auf den genialen, für die erste umfassende Sichtung des Materials seinerzeit unumgänglich nötigen Abstraktionen *F. Beckes* und *U. Grubenmanns* dürfte der Sache kaum dienlich sein.

In der M-Gneisserie der Rote Wand—Modereck-Decke finden wir Plag. I (Ballenalbit) als alpidischen Holoblast. Wir finden Knaf. I ebenfalls alpidisch völlig neu umkristallisiert, wobei seine porphyroklastische Struktur erweist, daß er einst ein Knaf. III war. Die in den übrigen Tauerngesteinen aufzufindenden kontinuierlichen Übergänge von Knaf. III zu Knaf. II, welche in den meisten Eigenschaften an Knaf. I schon sehr nahe herankommen, bekräftigen diesen Schluß.

In dem Abschnitt über die Tektonik der östlichen Hohen Tauern (S. 210 bis 226) werden mancherlei Beobachtungen angeführt, die alle folgendes zum Ergebnis haben: Während im hochtaueriden Stockwerk sich die alpidische Prägung der Rote Wand—Modereck-Decke usw. vollzog, wurde das tieftaueride Stockwerk geologisch gleichzeitig ebenfalls gründlichst durchbewegt; wahrscheinlich, trotz der Seltenheit von größeren Horizontaltransport-Überschiebungen infolge der Einengungstektonik, noch bedeutend gründlicher (ichoretische Lösungsumsätze usw.) als die hochtaueriden Gesteinseinheiten. Die prächtigen alpidischen Gneis-Tektonite des tieftaueriden Stockwerkes erhielten ihre regionale letzte Gesteinsprägung geologisch gleichzeitig mit den hochtaueriden Einheiten.

Ein Musterbeispiel für tieftaueride Augengneise ist der Riesenaugengneis vom Radhausberg-Unterbaustollen bei Gastein. Die Kristallaugen dieses Gneises sind Knaf. III. Dieser Knaf. III war also im tieftaueriden Stockwerk stabil, während geologisch gleichzeitig im hochtaueriden Stockwerk in der M-Gneisserie der Rote Wand—Modereck-Decke Knaf. I stabil war. Beide Kalinatronfeld-

spatausbildungen (Knaf. III im Riesenaugengneis des Radhausberg-Unterbaustollens und Knaf. I im Augengneis der Rote Wand—Modereck-Decke) haben in der Mehrzahl der Fälle kristallisationsmäßig die alpidischen Deformationen der regional gesteinsprägenden Phase überdauert. In beiden Fällen löscht die überwiegende Mehrzahl der Körner optisch ungestört aus. Ob Knaf. III ein alpidischer Holoblast ist, kann derzeit noch nicht exakt erwiesen werden; dazu sind noch eingehende Gefügestudien erforderlich. Aber daß er mineralfaziell im tieftaueriden Stockwerk während der letzten regionalen alpidischen gesteinsprägenden Phase stabil war, ist evident.

Die Konfrontierung der im Abschnitt über die Tektonik (S. 210 bis 226) und der im Abschnitt über die Feldspatausbildungen (S. 226 bis 260) angeführten Beobachtungen und Typisierungen führt zum zwingenden Schluß, daß während der letzten regional alpidischen gesteinsprägenden Phase, in unserem Gebirgsabschnitt unten Knaf. III und oben Knaf. I stabil waren. *Damit werden die im Taueriden-Bereich durchgeführten Typisierungen verschiedener Kalinatronfeldspatausbildungen zugleich zu petrogenetischen und tektonischen Leitindikatoren,* geradeso wie dies für die verschiedenen Plagioklasausbildungen seit den grundlegenden Studien *B. Sanders* (L 111) längst zum Allgemeingut der alpinen Petrographie geworden ist.

Welche petrogenetischen und tektonohistorischen Schlüsse ergeben sich weiters daraus? Da hier nicht der Platz zum Theoretisieren ist, begnügen wir uns vorläufig damit, der von *A. Kieslinger* (L 71) aufgestellten historischen Phasenreihe in der Entwicklung des Tauernkörpers von der letzten großen alpidischen orogenen Durchbewegung und Gesteinsprägung bis zum heutigen Zustand, eine Phase I b hinzuzufügen. Die Geschichte stellt sich dann in großen Zügen folgendermaßen dar:

Phase I a. Wir wollen die geologischen Umweltsbedingungen und das geprägte Gestein der letzten regionalen gesteinsprägenden Phase, die geologisch gleichzeitig während der alpidischen Orogenese im tieftaueriden und hochtaueriden Stockwerk herrschten, bzw. als Gestein uns heute vorliegen, als die *kritische Zentralgneisfazies* in den östlichen Hohen Tauern bezeichnen. Sie entspricht der Phase I a. Die kritische Zentralgneisfazies gliedert sich in den östlichen Hohen Tauern in zwei mineralfaziell verschiedene *Stockwerke,* das *tieftaueride* und das *hochtaueride.* Im ersteren sind u. a. Knaf. III und Plag. III stabil; im letzteren u. a. Knaf. I und Plag. I. Geologisch-tektonisch lagen beide Stockwerke während

der kritischen Zentralgneisfazies vertikal übereinander. Darüber folgte eine zirka 10 km mächtige Gesteinsbelastung (Ostalpine Decke usw.).

Phase I b. Im Zuge der isostatischen Hochhebung des achsialen Orogenkörpers in späterer Zeit, als die Hauptbewegungen verklungen waren, gelangte offenbar das ehemals (während der kritischen Zentralgneisfazies, I a) tieftaueride Stockwerk zunächst in einen Mineralfaziesbereich, der dem ehemals (während der kritischen Zentralgneisfazies, I a) hochtaueriden Stockwerk ähnlich gewesen sein dürfte. Die Hauptorogenese mit ihrer Umrührwirkung ist aber längst schon vorbei. Der Tauernkörper verhält sich mehr oder weniger ruhig. Der tieftaueride Mineralbestand kann sich daher den neuen Umweltsbedingungen nur unzulänglich anpassen (Trägheitsprinzip). Tatsächlich finden wir ja auch in den tieftaueriden Gesteinen Knaf. II und Plag. II bis I. Ja, wir haben uns im Kapitel über die Feldspatausbildungen immer wieder davon überzeugen können, daß diese Reihen kontinuierlich ineinander übergehen. Geologisch-historisch bedeutet diese petrographische Tatsache das langsame Auftauchen des Tauernkörpers.

Phase II a, II b und II c. Das Orogengebäude wird weiter erodiert und weiter hochgehoben. Nun reicht die Überdachung und Tiefenversenkung nicht mehr für erhebliche Kristallisationen aus. Höchstens Chlorit und manche Mineralien des hydrothermalen Ablaufes kristallisieren neu. An lokalen Zonen setzt kratogene Tektonik im Tauernkörper an. Regionalere Bewegungen verursachen Kornzerkleinerung in den Gneisen.

In bezug auf die kritische Zentralgneisfazies (Phase I a), welche ja der bedeutenden Mehrheit und volumetrisch dem Hauptteil des erschlossenen Gebirgskörpers ihren Stempel aufdrückt, können die Mineralisationen der späteren Phasen I b, II a, II b und II c als hysterogene Bildungen bezeichnet werden. Sie genauer zu studieren, vor allem die Abkömmlinge der Phase I b in den tieftaueriden Gesteinen zu untersuchen, ist eine vordringliche Aufgabe weiterer Studien.

5. Übersicht über das 5,3 km mächtige Gneisprofil zwischen Tauerntunnel und Kolm-Saigurn im Gasteiner Goldbergbau-Revier.

Die W-Flanke der Mallnitzer Rollfalte dacht in Form sehr regelmäßiger horizontbeständiger planparalleler Gneisbänke im Einzugsbereich der Gasteiner Ache bis hinüber zum Rauriser Talschluß mit durchschnittlich 20 bis 30° Einfallswinkel nach W und NW

ab. Vom Kern der Rollfalte im Südabschnitt des Tauerntunnels bis zur peripheren Schieferhülle im Rauriser Talschluß bei Kolm-Saigurn ist die Serie längs des Tunnels und der Gasteiner Goldbergbaustrecken, also in der Profillinie: Tauerntunnel-Radhausberg-Unterbaustollen -Naßfelder Achental –Siglitz-Unterbaustollen 5.3 km mächtig. Durchaus frisches Gesteinsmaterial ist vorhanden. Die Aufschlüsse ober und unter Tag sind prächtig.

Petrographisch wird das Profil hauptsächlich durch die Regelmäßigkeit interessant, in der die Gneisserien, welche sehr wohl voneinander zu unterscheiden sind, der einfachen Tektonik dieses Abschnittes entsprechend, übereinanderlagern. Was neben den Einzelheiten, welche die verschiedenen Serien bieten, vom petrologischen Standpunkt aus besonders an diesem Profile interessiert, ist die Horizontbeständigkeit der verschiedenen Arten des ichoretischen Lösungsumsatzes. Es herrscht durchaus kein Intrusionswirrwarr. Sondern ebenso wie die Gesteinsserien im großen gesetzmäßig regelmäßig, ohne Wiederholungen oder wirre Verschuppungen übereinanderlagern, so sind auch die Reaktionsgefüge im engeren und im weiteren Sinne streng ortsgebunden, vom Pauschalchemismus der betreffenden sie beherbergenden Gesteinsserien gesetzmäßig abhängig, also horizontbeständig.

Zunächst seien die Großserien mit Angabe der Mächtigkeit, Bezeichnung der zugehörigen regional-tektonischen Einheit, den Aufschlußstrecken untertags, welche als exakter Maßstab dienen, in Übersicht gebracht. Es folgen von unten nach oben:

E-Schenkel der Mallnitzer Rollfalte.

1. *Glimmerschiefer, Phyllit, Quarzit, Paragneis und deren Grobmengungen mit aplitischen Stoffen.* Lokalbezeichnung: Seebachmulde. Anstehend im Tauerntunnel von Tunnelmeter 8542 bis 8035. (Die hier gegebenen Tauerntunnelangaben sind als Entfernungen von einem Nullpunkt zu verstehen, der 26 m außerhalb des Tunnelnordportales liegt. Dem Nordportal kommt also nach der hier gewählten Bezeichnungsweise — die Kilometrierung der älteren Angaben ist wegen der während des Tunnelbaues wiederholt verlegten Basis eine Wissenschaft für sich! — die Entfernungsangabe: Tunnelmeter 26, dem Südportal Tunnelmeter 8574 zu.). Die Seebachmulde lagert (schon außerhalb des Tunnels) den B-Gneisen (hauptsächlich Metabasiten und deren Grobmengungen mit aplitischen Stoffen) der Maresen—Ankogelzone (Hülle des Hochalmkernes) auf. Die Mächtigkeit der Seebachmulde beträgt zirka 400 m. Tektonische Zugehörigkeit: Woisken—Seebach—Hafner zentrale Schieferhülle-Mulde.

Achsiale Kernzone der Mallnitzer Rollfalte.

2. *Gneisgranit.* Lokalbezeichnung: Hölltor Kogel—Römerkopfzone. Anstehend im Tauerntunnel von Tunnelmeter 8035 bis 7811. Mächtigkeit am Tauernhauptkamm: zirka 1000 m. Tektonische Zugehörigkeit: Hölltor—Rotgüldenkern.

W-Schenkel der Mallnitzer Rollfalte.

3. *Flasriger porphyrischer granitischer Gneis.* Lokalbezeichnung: Typozentralgneis vom Tauerntunnel. Anstehend im Tauerntunnel von Tunnelmeter 7811 bis 1960. Anstehend im Radhausberg-Unterbaustollen (= „Pasel-Stollen") von Stollenmeter 2425 bis 2090. (Sämtliche Entfernungsangaben im Radhausberg-Unterbaustollen beziehen sich auf den geradlinig ausgerichteten Hauptstollen und haben das Mundloch zum Nullpunkt.) Mächtigkeit: 2000 m. Tektonische Zugehörigkeit: Hölltor—Rotgüldenkern.

4. *Azidischer planparallelschieferiger granitischer Gneis.* Lokalbezeichnungen: Forellengneis des Tauerntunnels untertags und der Speraukopf—Feuersäng—Balfnerkarzone obertags. Riesenaugengneis des Radhausberg-Unterbaustollens. Anstehend im Tauerntunnel von Tunnelmeter 2090 bis 330 (als Forellengneis). Anstehend im Radhausberg-Unterbaustollen von Stollenmeter 2060 bis 1626 (als Riesenaugengneis). Mächtigkeit im Radhausberg-Unterbaustollen: 160 m. Tektonische Zugehörigkeit: Hölltor—Rotgüldenkern.

5. *Glimmerschiefer, Phyllit, Quarzit, Paragneis und deren Grobmengungen mit aplitischem Material.* Lokalbezeichnung: Woiskenmulde. Anstehend im Radhausberg-Unterbaustollen von Stollenmeter 1625 bis 230. Mächtigkeit im Radhausberg-Unterbaustollen: 150 m. Tektonische Zugehörigkeit: Woisken—Seebach—Hafner zentrale Schieferhüllemulde.

6. *Granosyenitische Gneisserie.* Lokalbezeichnung: Romatedecke. Anstehend im Radhausberg-Unterbaustollen von Stollenmeter 230 bis 45. Anstehend im Sigismundstollen am Radhausberg vom Feldort bis Stollenmeter (vom Mundloch gezählt) 57. Straßenaufschlüsse längs des Naßfelder Achentales zwischen Mundloch des Radhausberg-Unterbaustollens und Bärenfall. Mächtigkeit im Naßfelder Achental: 250 m. Tektonische Zugehörigkeit: Romatedecke.

7. *Glimmerschiefer, Quarzit, Paragneis, Amphibolit und deren Grobmengungen mit aplitischen Stoffen.* Lokalbezeichnung: Ebeneck-Kreuzkogel-Schuppen. Nicht in künstlichen Aufschlüssen derzeit zugänglich. Mächtigkeit schwankt zwischen 0 bis 80 m. Tektonische Zugehörigkeit: Ebeneck-Kreuzkogel-Zentrale-Schieferhülle-Schuppen.

8. *Plagioklasreicher flasriger granitischer Gneis mit glimmerschieferigen und amphibolitischen Lagen.* Lokalbezeichnung: Siglitz-Gneis untere Partie. Anstehend im Siglitz-Unterbaustollen (= Dr.-Ing.-Karl-Imhof-Unterbaustollen) von Stollenmeter 0 bis 3175. (Die Entfernungsangaben im Siglitz-Unterbaustollen beruhen auf der derzeitigen Kilometrierung, deren Nullpunkt beim östlichen Mundloch liegt und beziehen sich auf den Hauptstollen). Mächtigkeit im Gebiete Siglitz—Unterer Pochartsee: 1100 m. Tektonische Zugehörigkeit: B-Gneisserie.

9. *Quarzit, Kalkmarmor und deren Grobmengungen mit Siglitz-Gneis.* Lokalbezeichnung: Kalk-Digitation im Siglitz-Unterbaustollen. Anstehend im Siglitz-Unterbaustollen von Stollenmeter 3175 bis 3220. Mächtigkeit: 5 m. Tektonische Zugehörigkeit: Wahrscheinlich abgetrennte Lamelle der peripheren Schieferhülle.

10. *Plagioklasreicher flasriger granitischer Gneis mit glimmerschieferigen und amphibolitischen Lagen.* Lokalbezeichnung: Siglitz-Gneis, obere Partie. Anstehend im Siglitz-Unterbaustollen von Stollenmeter 3220 bis 3800. Mächtigkeit im Siglitz-Unterbaustollen: 150 m. Tektonische Zugehörigkeit: B-Gneisserie, wahrscheinlich Zusammenhang mit der Durchgangalm-Lamelle.

11. *Phyllit, Glimmerschiefer, Paragneis* (Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe der peripheren Schieferhülle); dazu NW Kolm-Saigurn (schon außerhalb des Profiles): Quarzit, Kalkmarmor, Kalkphyllit, Kalkglimmerschiefer, kalkfreier dunkler Phyllit („Riffelschiefer"), Glanzschiefer, Grünschiefer usw. der zusammenhängenden nördlichen peripheren Schieferhülle. Lokalbezeichnung für die erstgenannte Serie: Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe der peripheren Schieferhülle bei Kolm-Saigurn. Anstehend im Siglitz-Unterbaustollen von Stollenmeter 3800 bis 4800. Mächtigkeit im Siglitz-Unterbaustollen: 180 m. Tektonische Zugehörigkeit: Periphere Schieferhülle.

Das Studium dieser Serien wurde erstmals systematisch nach petrographischen Gesichtspunkten von *F. Berwerth* 1893 begonnen und im Rahmen der „Kommission für die petrographische Erforschung der Zentralkette der Ostalpen" *(F. Becke, F. Berwerth, U. Grubenmann)* 1895—1899 der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien von *F. Berwerth* für das von ihm bearbeitete Profil: Oberdrauburg—Mallnitz—Gasteinertal jahrelang fortgeführt. Es existieren von diesem Autor nur kurze Veröffentlichungen (L 27, 18) darüber. Umfangreiche Aufzeichnungen und Sammlungen sind im Naturhistorischen Museum in Wien aufbewahrt; bisher nicht durchgesehen. Unsere geologische und petrographische Kenntnis des Gebietes geht vor allem auf die Untersuchungen *F. Beckes* zurück, der zunächst auf gemeinsamen Exkursionen mit *F. Berwerth* und später selbständig in vieljähriger Geländearbeit (etwa von 1899 bis 1908) den Raum geologisch kartierte und ihn zugleich auf Grund der vielen, diesem Raum entnommenen Beispiele in der Abhandlung „über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer" usw. im 75. Band der Denkschr. d.

Akad. d. Wiss. Wien, 1903—1912 zu einem klassischen Forschungsobjekt der Petrographie machte. Die Absicht *F. Beckes*, diesen Raum zusammen mit den anderen von ihm ausgeführten Tauernaufnahmen in den Zillertaler Alpen und der Hochalm-Ankogel-Gruppe und zusammen mit seinen anderen außerhalb der Tauriden gelegenen Arbeitsgebieten der Zentralalpen in einem speziellen Teil dieser Denkschrift monographisch zu behandeln, kam bekanntlich nicht zur Ausführung. Unter dem bescheidenen Titel eines „vorläufigen" Aufnahmsberichtes 1906 (L 21) hat *F. Becke* meisterhaft die Geologie und petrographischen Grundlinien unseres Gebietes zwischen Tauerntunnel und Kolm-Saigurn zusammenfassend dargestellt. Die geologische Beratung für das Tauerntunnel-Projekt und während des Baues geschah durch *F. Becke* (N-Abschnitt des Tunnels) und *F. Berwerth* (S-Abschnitt des Tunnels). Im Zeitraum des Tunnelvortriebes zwischen 1902 und 1907 widmeten beide Autoren mindestens zweimal im Jahre mehrere Tage der Aufnahme der gewältigten Strecken. Der erste Weltkrieg vereitelte die geplante gemeinsame geologisch-petrographische Monographie des Tauerntunnels. Es wurden also auch hier nur vorläufige, jedoch sehr klar und vor allem von *F. Becke* systematisch geordnete halbjährige vorläufige Aufnahmsberichte 1902—1908 über den Fortgang der geologischen und petrographischen Beobachtungen im Tauerntunnel und längs der Tauernbahntrasse veröffentlicht (L 25 a). Die unveröffentlichten, sehr klaren Notizbuchaufzeichnungen *F. Beckes* und die wahrhaft kaiserlich-königliche, offenbar vollständige, in übergroßem Handstückformat, jeweils in vier Duplikaten vorhandene, noch ganz frische, mehrere Tonnen schwere, im Naturhistorischen Museum Wien aufbewahrte, von den Ingenieuren während des Tunnelbaues in regelmäßigen Abständen gelieferte Gesteinssammlung, sowie die eigenhändig von den beiden Autoren entnommenen Proben harren auch heute noch der monographischen Bearbeitung. Ein wertvolles unveröffentlichtes, auch auf die Geologie und Petrographie sich beziehendes Gutachten *F. Beckes*, 1908 (L 22 a) über den Bergbau des Radhausberges wurde mir in freundlicher Weise von der Direktion der Gewerkschaft Radhausberg zur Verfügung gestellt. Ein gemeinverständlicher Vortragsbericht *F. Beckes*, 1906 (L 20) über die Tauernbahn ist ebenfalls sehr lesenswert.

Aus diesen Unterlagen ist folgende Gliederung der Gesteinsserien unseres Profiles Tauerntunnel— Kolm-Saigurn im Sinne *F. Beckes* ersichtlich: Nach *F. Becke* folgen von unten nach oben:

a) Glimmerschiefer und Quarzite der Seebachmulde.

b) Porphyrartiger Granitgneis des Tauerntunnels.

c) Forellengneis.

d) Unterer porphyrartiger Granitgneis. „Über dem Forellengneis folgt eine zirka 400—600 m mächtige Lage von porphyrartigem Granitgneis, welche indessen vom Forellengneis nicht scharf getrennt, sondern mit ihm durch Übergänge verbunden ist. Im Talboden reicht diese Varietät vom Kniebeißgang bis in den unteren Teil der sogenannten Aste oberhalb Böckstein im Naßfelder Tal. Er bildet ferner das Gelände westlich von der Höhkaralm und läßt sich über den unteren Höhkarsee und die Woisken bis auf den Hauptkamm unter den großen Woiskenkopf verfolgen." (*F. Becke*, L 22 a). Es handelt sich also um meinen „Riesenaugengneis" (Serie 4, siehe oben).

e) Glimmerschiefer der Woiskenzunge. Außer den Glimmerschiefern werden von *F. Becke* (L 21) auch „Aufschlüsse von stark geschiefertem Bandgneis am Fahrweg von Böckstein zur Haizinger Alm" erwähnt, „die vielleicht nichts anderes darstellen als die Reste gänzlich aufgelöster und assimilierter Schieferschollen im Gneis". Ich fand 1946 (L 58) die Woiskenmulde in der ihr tektonisch, theoretisch zu fordernden, zukommenden Lage im Radhausberg-Unterbaustollen vor.

f) Syenitgneis.

g) Oberer pophyrartiger Granitgneis. „An manchen Stellen, so z. B. am Mallnitzriegel, am Abhang gegen das Weißenbachtal und in der Grubachalm grenzt der Syenitgneis ziemlich scharf gegen eine darüberfolgende Lage von glimmerärmerem, hellgefärbtem, kieselsäurereicherem Granitgneis, der wiederum vielfach porphyrartig ausgebildet ist und die äußerste Lage des Intrusivkernes darstellt. Diese Varietät bildet den W- und SW-Abhang des Radhausberges gegen das Naßfeld und tritt auch jenseits der Naßfelder Ache überall als äußerste Lage des Granitgneiskernes gegen den Schiefermantel zu auf" (*F. Becke*, L 22 a). Es handelt sich um meinen Siglitzgneis (Serie 8 und 10, siehe oben). Petrographisch unterscheidet er sich nach meinen Beobachtungen sehr wesentlich, vor allem durch hohen Plag.-Gehalt und durch hohen Gehalt an rhomboedrischem Karbonat und echtem Schachbrettalbit sowie Seltenheit des Myrmekits, vom „unteren porphyartigen Granitgneis" und dem „porhpyrartigen Granitgneis des Tauerntunnels" *F. Beckes*, der diesen „oberen" Granitgneis offenbar nicht untersuchte. *A. Winkler-Hermaden* zeigte, daß dieser „obere" Granitgneis eine nach S auskeilende Linse ist, die im Eselskar N unter dem Mallnitzer Tauern auskeilt. Auf Grund all dieser Eigenarten und seiner besonders reichen Führung amphibolitischer und glimmerschiefriger Schollen rechne ich ihn zur B-Gneisserie. Meine Aufnahme des Siglitz-Unterbaustollens ergab seine, wahrscheinlich tektonische Zweigliederung durch ein, von Herrn Betriebsleiter *K. Zschocke* während des Stollenvortriebes entdecktes Marmor-Zwischenband (Serie 9, siehe oben).

Die einzige vollständige Gesteinsbeschreibung, welche aus dem Gesamtraume unseres Profiles existiert, ist die kurze Arbeit *A. Köhlers* über den Floitit vom Kesselfall im Naßfelder Achental, mit chemischer Analyse (L 83). *A. Winkler-Hermaden* (L 139) übernahm und bestätigte die *Becke*sche Seriengliederung und fügte ihr einige wertvolle feldgeologische Aufschlußbeobachtungen hinzu. *A. Kieslinger* zeigte unter anderem, daß das Kreuzkogel-Profil (Radhausberg-Gebiet) bedeutend komplizierter ist, wenn man es im Detail aufnimmt, als in der allgemeinen Seriengliederung zum Ausdruck kommt und daß vor allem die Hangendgrenze des syenitischen Gneises nicht scharf zu ziehen ist (L 72).

Eigentlich belebt wurde dieser klassische Arbeitsbezirk *F. Beckes* durch das Eindringen revolutionierender petrologischer Erkenntnisse, die zuerst in den nordischen Ländern gewonnen worden waren (Bedeutung der ichoretischen Lösungsumsätze auch bei niedrigen Temperaturen, Migmatitbildung usw.) und die mit *F. Angel* und seiner begeisterten Schülerschar, der ich mich in den Jahren 1935 und 1936 einige Male anschließen durfte, hier ihren Einzug in die Ostalpen hielten. Der östliche Abschnitt des Profilbereiches Tauerntunnel—Kolm-Saigurn wurde in die von *F. Angel* und seinen Schülern 1933—1939 getätigten geologischen Kartierungsarbeiten für die geologische Karte des Hochalm-Ankogel-Gebietes und in die diesbezüglichen petrographischen Untersuchungen miteinbezogen (L 9, 7, 4, 5). Einige grundlegende petrogenetische Neuerkenntnisse, z. B. die Grobmengungsnatur der granosyenitischen Gneisserie der Romatedecke aus amphibolitischem und aplitischem Material, wurden vor allem in den beiden Arbeiten: „Migmatite der Hochalm-Ankogel-Gruppe (Hohe Tauern)" (L 7) und „Mineralfazies und Mineralzonen in den Ostalpen" (L 5) und in den Signaturen zur „Geologischen Karte des Hochalm-Ankogel-Gebietes, 1:50.000" (L 9) veröffentlicht. Zu einer monographischen Bearbeitung kam es infolge des zweiten Weltkrieges wiederum nicht.

Im zweiten Weltkrieg wurde der 2,4 km lange Radhausberg-Unterbaustollen vorgetrieben und der Siglitz-Unterbaustollen von seinem etwa bei Stollenmeter 2200 vor dem Kriege befindlichen Feldort bis auf Stollenmeter 4800 vorgetrieben und damit der Durchschlag bis in den Talkessel von Kolm-Saigurn gewältigt. Die diesbezüglichen montangeologischen Aufnahmen während des Krieges wurden von Herrn Betriebsleiter *K. Zschocke* (L 140) und von *K. Stier* (L 125) durchgeführt.

Nach dem Kriege nahm ich mit freundlicher Unterstützung durch das Gasteiner Forschungsinstitut und die Gewerkschaft Radhausberg, stets hilfreich durch Herrn Betriebsleiter *K. Zschocke* gefördert, die beiden Stollen im April und August 1946 auf. Das in regelmäßigen Abständen (alle 50 m im Radhausberg-Unterbaustollen, alle 100 m im Siglitz-Unterbaustollen) dem Anstehenden entnommene vollständige Profil liegt im Geologischen Institut der Universität Wien (L 58). Die Anregung zu dieser geologischen Aufnahme danke ich Herrn Professor Dr. *H. Haberlandt*, Wien. Da der Feldort des Radhausberg-Unterbaustollens bis 2 km an den ausgemauerten Tauerntunnel heranreicht und im flasrigen porphyrischen granitischen Gneis des Tauerntunnel-Profils ansteht, tauchen viele von *F. Becke* seinerzeit am Tauerntunnel-Material nicht abgeklärte Probleme heute wieder dank der prächtigen und reinen (Wasserspülung nach den Sprengungen zur Herabminderung der unerträglichen Stollenluft-Temperatur von 40° C!) Aufschlüsse des Radhausberg-Unterbaustollens auf. Mit Einbeziehung der Aufzeichnungen und Sammlungen *F. Beckes* und *F. Berwerths* vom Tauerntunnel ergibt sich somit für die 20 km lange Profillinie Tauerntunnel—Radhausberg-Unterbaustollen –Naßfelder Achentalstraße—Siglitz-Unterbaustollen eine kontinuierlich untertags erschlossene Strecke von 15.7 km Länge. Auch das verbleibende obertägige Zwischenstück zwischen Radhausberg- und Siglitz-Unterbaustollen bot vor Jahren während des Straßenbaues im Naßfelder Achental prächtige frische künstliche Gesteinsaufschlüsse. *A. Schiener* hatte damals die Gelegenheit wahrgenommen und systematische Aufsammlungen getätigt (Material in seiner Sammlung im Naturhistorischen Museum Wien), über deren Bearbeitung er, nach freundlicher Mitteilung, berichten wird. Es ist somit in absehbarer Zeit mit der monographischen Darstellung des Gneisprofiles von 5,3 km Mächtigkeit zu rechnen. Längs des Tauernhauptkammes beträgt die Mächtigkeit der Serie etwa 1 km weniger, was in erster Linie durch das Auskeilen der Siglitzdecke in südlicher Richtung bedingt ist.

Bezüglich der Nomenklatur der oben angeführten Gesteinsserien 1 bis 11 unseres Profiles sei festgehalten, daß ich mich der Bezeichnungen „granitischer", „granosyenitischer" Gneis usw. vorläufig, dem Ziel der Arbeit entsprechend, in einem genetisch durchaus unbelasteten, rein beschreibenden Sinne bedienen möchte. Diese Eigenschaftswörter sollen nichts anderes aussagen, als daß der betreffende Alalkalifeldspatgneis der Zentralgneisfazies bezüglich Pauschalchemismus und Mineralbestand Ähnlichkeiten mit „Granit", „Granosyenit" usw. der Diapirplutonfazies unserer Lehrbücher zeigt.

Zu Übersichtszwecken am wertvollsten scheint eine kurze Aufzählung der in den Gneisserien anzutreffenden, meist horizontbeständigen und daher auch vielleicht später am ehesten für eine Nomenklatur der verschiedenen Alkalifeldspatgneise brauchbaren Feldspatausbildungen und Reaktionsgefüge im engeren und weiteren Sinne:

Hölltor-Rotgüldenkern (Serie 2, 3 und 4; bisher 105 Dünnschliffe): Knaf. III überwiegt. Plagioklase treten volumetrisch zurück. Knaf. III ist mitunter in Knaf. II übergeführt (wahrscheinlich hysterogen, Phase I b). Myrmekit ist häufig. Echter Schachbrettalbit fehlt absolut. Was bisher als solcher angesehen wurde, ist schachbrettgemusterter Plag. II. Obwohl der Riesenaugengneis (Serie 4) z. B. intensivst alpidisch durchbewegt ist, fehlt trotzdem der echte Schachbrettalbit, obwohl in den unmittelbar darüberfolgenden plagioklasreichen Augengneisen der Woiskenmulde beinahe sämtliche Knaf.e in echten Schachbrettalbit überführt sind. Alpidische Durchbewegung allein erzeugt noch keinen echten Schachbrettalbit!

Woiskenmulde (Serie 5; bisher 27 Dünnschliffe): Plag. III herrscht vor. Knaf. ist fast stets in echten Schachbrettalbit umgewandelt. Nichtschachbrettalbitisierter Knaf. wurde in den Dünnschliffen bisher überhaupt nicht gefunden. Myrmekit fehlt.

Obwohl in dieser Serie Augengneise mehr als die Hälfte des Gesteinsbestandes ausmachen, die erst nach einiger Übung von den sie unterteufenden Riesenaugengneisen makroskopisch gesondert werden können, deren Habitus also auch durchaus „granitartig" ist, zeigt sich das Bild des ichoretischen Lösungsumsatzes von dem obigen grundlegend verschieden.

Granosyenitische Gneisserie der Romatedecke (Serie 6; bisher 55 Dünnschliffe): Knaf. III und Plag. III sind leitend. Typisch ist die Kalinatronfeldspatisation der Plagioklase. Myrmekit fehlt. Echter Schachbrettalbit ist sehr selten. Typisch sind auch die Zonarperthite.

Siglitzgneis (Serie 8 und 10; bisher 12 Dünnschliffe): Plagioklasreich und reich an echtem Schachbrettalbit. Es findet sich auch in gewissen Typen nichtschachbrettalbitisierter Knaf. Myrmekit ist sehr selten.

6. Achsenwinkelmessungen an Kalinatronfeldspaten.

In der Zeit zwischen November 1946 und Jänner 1948 habe ich an 211 Körnern von Kalinatronfeldspat den Achsenwinkel 2 Vα gemessen. Schon die ersten 30 Messungen ergaben den prinzipiellen Unterschied zwischen den 2 Vα-Werten der Knaf.e I der Rote

Wand—Modereck Decke und den 2 Vα-Werten der Knafe. III aus der Umgebung des Tauerntunnels, sowie die Häufung in Richtung auf niedrigere 2 Vα-Werte der granosyenitischen Serie innerhalb der Gruppe rund um den Tauerntunnel.

Es hätten also die ersten 30 Messungen genügt, um die klare gesetzmäßige Beziehung zwischen Achsenwinkelwerten der Kalinatronfeldspate und tektonischem Stockwerkbau in den östlichen Hohen Tauern aufzuzeigen. Da es sich hier um eine neuartige Methode handelt, welche *A. Köhler* (L 85, 86) in Vorschlag brachte und die dem Geologen einen Indikator mehr für die Beurteilung der Petrogenesis in die Hand gibt, so schien es zweckdienlich, durch eine möglichst umfangreiche Statistik die gesetzmäßige Beziehung in Evidenz zu stellen. Meine zusätzlichen Bemühungen allerdings, in ein- und demselben Gestein auf Grund der Achsenwinkelmessungen eine klare Scheidung zwischen Knaf. III und Knaf. II vorzunehmen, hatten bisher wenig Erfolg. Dafür ist die Streuung der Achsenwinkel zu groß. Auch eine Trennung nach Korngrößen verlief, bezüglich Unterscheidbarkeit nach dem Achsenwinkel, negativ. Die Statistik brachte aber die volle Bestätigung der schon nach den ersten 30 Messungen erkannten Beziehungen und auch Erfahrungen, wie die Methode am zweckmäßigsten anzuwenden ist, worüber folgendes gesagt sei:

Die Größe des Achsenwinkels 2 Vα der Kalinatronfeldspate in ähnlichen Gesteinen ist ein für den Geologen zur Beurteilung der faziellen Verhältnisse während der letzten, mit Kristallisationen (einschließlich Rekristallisationen) der Kalinatronfeldspate verbundenen Gesteinsprägung sehr wichtiger Wert. Da die Achsenwinkel der Knaf.e in ähnlichen Gesteinen in einem Bereich von durchschnittlich 40° streuen, wird man im allgemeinen mit 10—15 Kornmessungen im betreffenden Gestein das Auslangen finden. Bei einiger Übung ist für eine Messung durchschnittlich (in Anbetracht der unvermeidbaren, auch bei verständnisvoller Auswahl doch immer wieder zu begegnenden unbrauchbaren Kornschnittlagen) eine halbe bis dreiviertel Stunde am U-Tisch erforderlich. Weil die Größe des Achsenwinkels 2 V α in ähnlichen Gesteinen ganz offenbar in einer gesetzmäßigen Beziehung zu der Gesamtausbildung der betreffenden Knaf.e steht und für den Geologen eigentlich nicht mehr bedeutet als die zahlenmäßige Bestätigung der von ihm zu typisierenden Knaf.e, so sehe man sich die betreffenden Knaf.e zuerst gründlich in bezug auf Mikroklingitterung und Perthitbildung durch, berücksichtige vor allem auch tektonisch Zusammengehöriges und wähle erst auf Grund all dieser Daten das Material für die Messungen.

In der Tabelle Abb. 21 sind meine und 25 Messungen *A. Webers* (L 132) zusammengestellt. Jeder Punkt (bzw. Ring oder Kreuz) bedeutet das Messungsergebnis des Wertes 2 Vα an je einem als Gesteinsgemengteil auftretenden Knaf.-Korn. Die Messungen wurden auf ganze Grade abgerundet. Wo mehrere Messungen auf einen Grad zusammenfallen, sind sie um den entsprechenden Gradpunkt gruppiert mit den Signaturen der Augen eines Spielwürfels. In

einigen Gesteinstypen wurden die Großkörner (Durchmesser $>$ 1 mm) mit Ringen und die Grundgewebskörner (Durchmesser $<$ 1 mm) mit Kreuzen gesondert bezeichnet.

Die ersten drei Reihen beziehen sich auf die Knaf.e der Rote Wand—Modereck-Decke. Nur hier wurde optisch positiver Knaf. gefunden, und zwar ebenso im Schliff von der Stanziwurten, als auch in denen der Roten Wand und vom Graben über Kleindorf im Mölltal. Erstere und letztere Lokalität sind 15,5 km im Streichen der Gneisdecke voneinander entfernt, dazwischen liegt das Vorkommen der Roten Wand. Die Horizontbeständigkeit der Knaf.e I ist also evident.

Die in der 6. Reihe verzeichneten Knaf.e II und III des Siglitzgneises entsprechen bezüglich des Wertes 2 Vα im allgemeinen denen der Umgebung des Tauerntunnels (Reihe 10 und 11), was auch mit dem Habitus der Knafe übereinstimmt. Obwohl der Siglitzgneis unmittelbar an die geschlossene nördliche periphere Schieferhülle angrenzt, nimmt er im Gesamtkörper des Gebirges eine verhältnismäßig tiefe Lage ein. Seine gesteinsmäßige und tektonische Zuteilung zum tieftaueriden Stockwerk während der letzten regionalen gesteinsprägenden Phase (kritische Zentralgneisfazies, Phase I a) stehen damit im Einklang.

Der granosyenitische Gneis der Romatedecke (Reihe 7, 8 und 9) zeigt eine merkliche Verlegung des Schwerpunktes der Werte 2 Vα in das Intervall zwischen 60 und 70°. Wichtig ist, daß der körnige und der flasrige granosyenitische Gneistyp keine diesbezüglichen prinzipiellen Abweichungen zeigen, was auch mit der gleichartigen Ausbildung der Knaf.e in beiden Typen zusammenstimmt.

Der streng ebenflächig parallel schieferige granitische Riesenaugengneis des Radhausberg-Unterbaustollens und der in ihn übergehende mehr fluidale, wellig flasrige porphyrische granitische Gneis desselben Stollens und des Tauerntunnels bestreichen gleichmäßig die Felder zwischen 60 und 90°. Wollte man den streng alpidisch eingeregelten Riesenaugengneis (Reihe 10) als das Ergebnis „normalmetamorpher" alpidischer Metamorphose von dem mehr magmatoid-fluidalen, tatsächlich auch im Südabschnitt des Tauerntunnels kontinuierlich in makroskopisch regellos körnigen Gneisgranit übergehenden flasrigen porphyrischen Gneis (Reihe 11) nach Art der alpidischen „Normalmetamorphose" des Rote Wand—Modereck Gneises ableiten, so würde dies den tatsächlichen Meßergebnissen (abgesehen von der schon auf den ersten Blick im Dünnschliff zu erkennenden Verschiedenheit der Ausbildung von Knaf. III und Knaf. I) widersprechen. Die Meßergebnisse liefern den exakten Nachweis, daß sich die alpidische Parallelschieferung des Riesen-

augengneises vom Radhausberg-Unterbaustollen unter anderen faziellen Bedingungen als die des Rote Wand—Modereck-Decke-Augengneises vollzog.

Der Schwerpunkt der Messungen *A. Webers* (Reihe 12) liegt im verhältnismäßig tiefen Intervall zwischen 55 und 70°. Da es sich vorwiegend dabei um Gesteine aus zentraler Kernnähe des Hochalm- und Hölltor-Rotgüldenkernes handelt, läßt sich vermuten, daß darin eine tektonische Gesetzmäßigkeit zum Ausdruck kommt. Nähere diesbezügliche Beobachtungen fehlen mir aber noch.

Die letzten drei Reihen bringen einige von mir ausgeführte Vergleichsmessungen außerhalb der Taueriden. Besonders interessant ist das Verhalten des Mauterndorfer Gneises, welcher bekanntlich den Kern der unterostalpinen (lungauriden) Decke des Twenger Kristallins in den Radstätter Tauern bildet (*L. Kober, L 78*). Auch die Knaf.e dieses Gesteins scheinen während der alpidischen Deformation eine gewisse innere Umlagerung (Lösungsumsatz) erlitten zu haben. Ihre extrem hohen Achsenwinkel zeigen, daß sie nicht nur mechanische Porphyroklasten darstellen, sondern daß sich darüber hinaus in ihnen, ähnlich wie in der Rote Wand—Modereck-Decke, eine gewisse Umlagerung des Kristallgitters während der alpidischen Durchbewegung vollzog.

Von Interesse ist weiters die vergleichsweise Hinzuziehung des Knaf.-führenden („randgranitischen") Typs des Tonalits vom Rieserferner (L 17), dessen geologische Umweltsbedingungen, bezüglich der Knaf.e, während der Erstarrung nicht allzusehr von denen des tieftaueriden Stockwerkes verschieden zu sein scheinen.

Endlich wurden mir von Herrn Dr. *H. Stowasser* (Wien) einige Dünnschliffe des altkristallinen Bundschuh-Augengneises (L 125 a) zur Messung zur Verfügung gestellt, wofür auch hier gedankt sei.

7. Zusammenfassung.

Während der Tiefenversenkung der östlichen Hohen Tauern (östliche Taueriden) zwischen Hochtor (Großglocknerstraße) im Westen, Katschbergzone im Osten, unter einer Gesteinsbelastung von etwa 10 bis 15 km Mächtigkeit vollzog sich der letzte alpidisch regional gesteinsprägende orogenetische Akt mit differentieller Gesteinsdurchbewegung und Kristallisation, welche die Durchbewegung überdauerte. Die gleichzeitigen physiko-chemischen Umweltsbedingungen und das damals geprägte, heute unserer Beobachtung zugängliche Gneisgestein werden als kritische Zentralgneisfazies studiert.

Zwei vertikal übereinandergelagerte Stockwerke innerhalb des Wirkungsbereiches der kritischen Zentralgneisfazies geben sich zu

erkennen. Sie sind durch kontinuierliche Übergänge in vertikaler Richtung miteinander verknüpft.

Das *untere Stockwerk (tieftaueriides Stockwerk)* besteht aus Kernregionen mit während der kritischen Zentralgneisfazies wirkender Einengungstektonik, welche an der alpidisch-dynamischen Internstruktur dieser Zonen ablesbar ist. Hier vollzogen sich während der Einwirkung der kritischen Zentralgneisfazies magmatoide, ichoretische Lösungsumsätze. Polysynthetisch verzwillingte Plagioklase (Albit bis Oligoklasalbit) mit echter Fülle und flauer perthitischer Mikroklin sind unter den physiko-chemischen Bedingungen der kritischen Zentralgneisfazies in den granitischen Augengneisen im tieftaueriden Stockwerk stabil.

Das *obere Stockwerk (hochtauerides Stockwerk)* besteht aus gleitbrettartig getürmten Decken mit während der kritischen Zentralgneisfazies wirkender Tangential-Transport-Tektonik. Hier vollzogen sich während der kritischen Zentralgneisfazies normalmetamorphe Lösungsumsätze. Albitrundlinge ohne polysynthetische Verzwilligung und ohne (bzw. mit äußerst spärlicher) echter Fülle und scharfgegitterter, perthitfreier, mitunter optisch positiver Mikroklin sind unter den physiko-chemischen Bedingungen der kritischen Zentralgneisfazies in den granitischen Augengneisen im hochtaueriden Stockwerk stabil.

Magmatoide und normalmetamorphe Lösungsumsätze sind während der letzten regionalen gesteinsprägenden orogenen Phase in diesem Gebirgsabschnitt gleichzeitig am Werke. Diese geologische Gleichzeitigkeit wird durch feldgeologische Aufnahmen und durch mikroskopische Beobachtung der Feldspatausbildungen evident.

Über die ältere Geschichte mancher offensichtlicher Polymetamorphite (vor allem in der B-Gneisserie), sowie über das Problem der Platzstellung der granitischen Gneise und Gneisgranite und deren Verwandte werden in der vorliegenden Arbeit keine Aussagen gemacht. Die jüngere, mit dem allmählichen Auftauchen des Gebirgskörpers der östlichen Taueriden verknüpfte Geschichte ist an der kratogenen Tektonik und den bezüglich der kritischen Zentralgneisfazies hysterogenen Kristallisationen verfolgbar.

Es wird gezeigt, daß *gesetzmäßige Beziehungen zwischen der Ausbildungsform des Mikroklins und seiner Anordnung im Gebirgsbau,* im natürlichen Großlaboratorium der östlichen Hohen Tauern bestehen. Analoge Gesetzmäßigkeiten bezüglich der Plagioklase waren bereits bekannt und werden bestätigt.

Als *Reaktionsgefüge im weiteren Sinne* werden Wirkungen metasomatischer Stoffumsätze an Gesteinsgemengteilen verstanden, die nicht an den Grenzflächen der Körner ihren Anfang nehmen müssen.

Offenbar nicht in Gesteinsdünnschliffen zu beobachtende, daher dem experimentellen Mineralogen zur Erforschung zu überweisende molekular- (atom-, ionen-) disperse Zustände bedingen diese Reaktionsgefüge im weiteren Sinne, zu denen ein Großteil der Schachbrettalbitisation, der Muskowitmikrolithe in echter Fülle der Plagioklase, und Wachstumserscheinungen der Kalinatronfeldspatisation der Plagioklase, welche von innen nach außen im betreffenden Plagioklaskorn fortschreiten, zu rechnen sind.

Die *Horizontbeständigkeit der ichoretischen und normalmetamorphen Lösungsumsätze* im 5,3 km mächtigen, regelmäßig aufgebauten Gneisprofil zwischen Tauerntunnel und Kolm-Saigurn am Fuße des Hohen Sonnblick widerspricht einem juvenilen Intrusionswirrwarr und zeigt die gesetzmäßige Abhängigkeit der Beschaffenheit der Letztkristallisate vom Pauschalchemismus des sie beherbergenden Gesteins. Würde man die Stoffe dieser Letztkristallisate (Neosom, hauptsächlich: Feldspate, Quarz und wahrscheinlich auch hierher zu rechnendes rhomboedrisches Karbonat) als juvenile Zufuhren aus der ewigen Teufe erklären wollen, so müßte man ihnen eine sehr beträchtliche Anpassungsfähigkeit (Assimilation) an die sie beherbergenden älteren Kristallisate (Paläosom) zubilligen. Es wird also auch der juvenile Intrusionsplutonist mit konstruierten alpidischen Eruptionsspalten und alpidisch zeitlich gestaffelten magmatisch geförderten granitischen Lagergängen (L 121, S. 130 u. f.), schon rein petrographisch nicht um eine gewisse Anerkennung des Vadose-Prinzips herumkommen. Der Alpentektoniker aber findet in den östlichen Hohen Tauern ein Gebiet *kontinuierlichen Überganges* der ihm bisher wohlvertrauten alpidischen *Normalmetamorphose zu alpidisch magmatoiden Lösungsumsätzen.* Es scheinen die tieftaueriden Gneisgebiete der östlichen Hohen Tauern während der kritischen Zentralgneisfazies den Übergangsbereich von der alpidischen Normalmetamorphose kristalliner Schiefer zum alpidischen Zentralgranit im achsialen Sial-Pfropf des Orogens darzustellen.

Nachsatz des Verfassers während der Drucklegung (März 1949): Nun liegt der II. Teil dieser Beiträge zur Kenntnis der Zentralgneisfazies ausgearbeitet vor. Es werden im Siglitz-Unterbaustollen alpidische Knaf.-II-Holoblasten mit Si, welches aus alpidisch eingeregeltem Biotit, Muskowit und Kalkspat aufgebaut ist, beschrieben. Weiters wird gezeigt, daß ein beträchtlicher Anteil der „echten Fülle" des Plag. III und Plag. II in den Tauern präexistierende Grundgewebssubstanz ist, welche von den alpidisch wachsenden Plag.-III- und Plag.-II-Holoblasten umschlossen und in Form harmonisch ver-

teilter Mikrolithe einverleibt wurde. Andere in Ausarbeitung befindliche Beobachtungen (Reaktionsgefüge im weiteren Sinne, metasomatische diskordante Aplite und Pegmatite) deuten darauf hin, daß trockener Granitisation und Gneisifikation im Metamorphidenstamm der Alpen während der alpidischen Orogenese eine gewisse Bedeutung zukommt. Der von mir angewandte Terminus: „ichoretischer" oder „magmatoider" Lösungsumsatz ist insoferne gerechtfertigt, als er den entscheidenden Gegensatz unserer Erkenntnis gegenüber dem alten nur-Normalmetamorphismus zum Ausdruck bringt. Im Sinne der trockenen Granitisation und Gneisifikation wird man auch von „transformatorischem" Lösungsumsatz sprechen müssen.

Auf Exkursionen im Sommer 1948 im nördlichen Großvenedigergebiet, in den Zillertaler Alpen und in den tiefpenninischen Regionen des Tessin habe ich gesehen, bzw. wurde mir von meinen Führern (Herr stud. phil. *G. Frasl* im Sulzbachkern, Herr Priv.-Doz. Dr. *E. Wenk* im Tessin) an Ort und Stelle gezeigt, daß die sogenannten „spätalpidischen Magma-Intrusionen" des Metamorphidenstammes (nördliche Zungen des Großvenedigergebietes, *L. Kölbl* und Cocco-Dioritzug, *E. Kündig)* keine regionalen Diapirplutone sind. Betrachtet man sie in der Km-Dimension ihrer Platzstellung, so findet man, daß sie konkordant in ihren Hüllgesteinen liegen. Die intrusiven Diskordanzen beschränken sich auf den 10-m- bis höchstens 100-m-Bereich. Ich finde und fand keinen prinzipiellen Unterschied zwischen diesen Körpern und den Gneisplutonen der östlichen Hohen Tauern. Ich glaube, daß wir mit ichoretischen und transformatorischen Lösungsumsätzen, welche beide am präexistierenden Grundgebirge während der alpidischen Orogenese wirkten, das Erscheinungsbild der Gneisplutonite und Zentralgneise im Metamorphidenstamm ohne größere Magmaströme in den aufgeschlossenen Teufen erklären können. Die Entscheidung darüber wird von fleißigem zukünftigem Studium abhängen.

8. Sachverzeichnis.

	Seite
Aderperthit	238
Echter Schachbrettalbit	251
Endometasomatosen als geologische Leitindikatoren	202
Entmischungsprinzip für die Genese von echtem Schachbrettalbit und Sekundärperthiten im allgemeinen	256
Faserperthit	237
Haufenperthit	240
Hochtauerides Stockwerk der kritischen Zentralgneisfazies in den östlichen Hohen Tauern	263
Hochtauerider Baustil	224
Horizontbeständigkeit des ichoretischen Lösungsumsatzes	271
Ichoretischer Lösungsumsatz	204

				Anzahl Schliffe	Anzahl Körner	Sammlung Nr.
I. Östliche Hohe Tauern:						
Während des kritischen Zentralgneisfazies Stockwerk Hochtauerides	Knaf. I (typisch)	Rote Wand — Modereck-Decke	Stanziwurten	1	11	Be
			Rote Wand	3	26	Pr 10, 11. Se 148
			Kleindorf bei Flattach	2	14	B/St 1445, 1451
	Knaf. II (typisch)	Lonza-Gneislamelle	Lonza-NE	2	5	B/St 1408, 1409
	Knaf. II	Sonnblick-Stiel	Obervellach	1	3	B/St 1443
	Knaf. II und III	Siglitz-Decke	Siglitz-Unterbaustollen	3	21	Se 83, 100, 109
Tieftauerides Stockwerk	Knaf. III (typisch) und Knaf. II	Romate-Decke	Körniger granosyenitischer Gneis	4	12	Se 18, 27, 114, 144
			Flasriger » »	4	19	Kö, Se 26, 91, 139
			Aplitgneis in » »	1	2	Se 95
	Knaf. III (typisch) und Knaf. II	Hölltor-Rotgülder Kern	Riesenaugengneis RU-S ollen	8	39	Se 34, 46, 54, 55, 56, 57, 87, 108
			Flasriger, porphyrischer, granitischer Gneis, RU-St.+T. T.	10	22	B/T.T. 29, 31,3 2, 34, 35, 45, 49, IV, Se 17, 32
	nach A. Weber (L 132) Orthoklas + Mikroklin	Messungen von A. Weber (L. 132) an verschiedenen Gesteinen mit Orthohabitus der zentralen Hochalm-Ankogel-Gruppe		11	25	An
II. Lungauriden (Unterostalpin):						
	Knaf. II	Mauterndorfer Granitischer Gneis	Mauterndorf	2	13	Se 65, 126
III. Periadriatisches Intrusivum:						
	Knaf. III und II	Rieserferner-Tonalit	Kleine Ohrenspitze	2	11	Be 28a, 28b
IV. Ostalpines Altkristallin:						
		Bundschuh-Augengneis	Turrach	3	13	Sto 15, 16, 43

Seite

Innere Dynamik der Gneis-Kernmassive 222
Kalinatronfeldspat I (abgek.: Knaf. I) 243
Kalinatronfeldspat II (abgek.: Knaf. II) 242
Kalinatronfeldspat III (abgek.: Knaf. III) 234
Kalinatronfeldspatisation des Plagioklases 243
Korrosion im Innern des Plagioklases 247
Kritische Zentralgneisfazies (= Phase I a in den östlichen Hohen Tauern) 263

Seite

Metasomatoseprinzip für die Genese von echtem Schachbrettalbit und Sekundärperthiten im allgemeinen 257
M-Gneisserie der östlichen Hohen Tauern 212
Nomenklatur der Feldspatausbildungen 226
Normalmetamorpher Lösungsumsatz 204
Periphere Schieferhülleserie der östlichen Hohen Tauern . . . 212
Phase I b in den östlichen Hohen Tauern 264
Plagioklas I (abgek.: Plag. I) . 232
Plagioklas II (abgek.: Plag. II) . 232

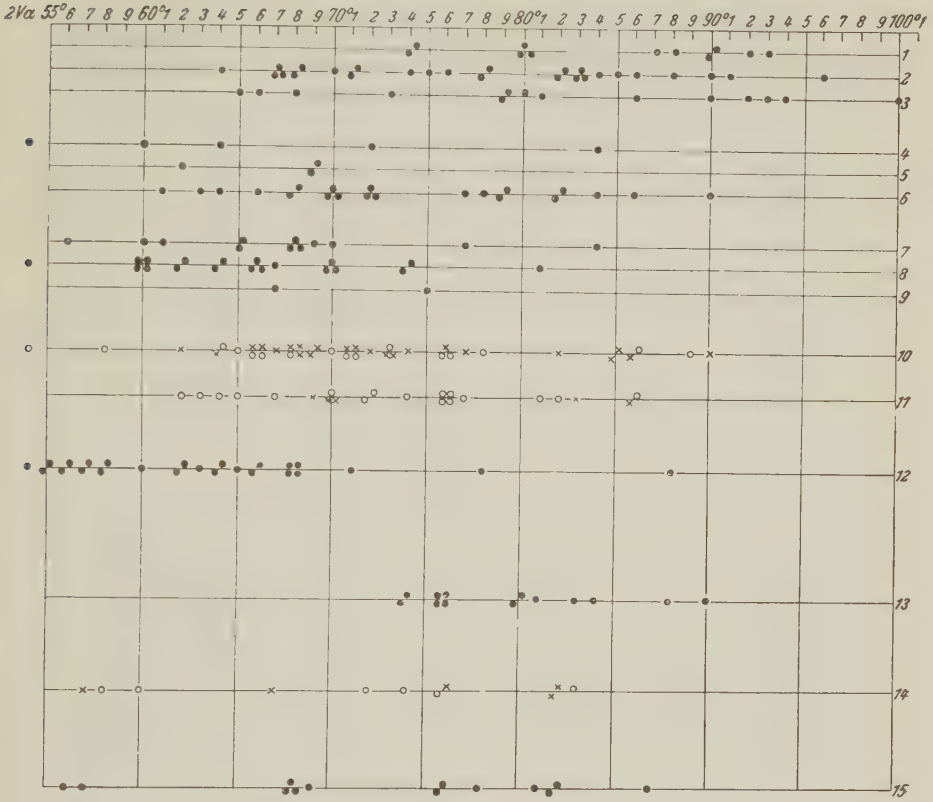


Abb. 21. **Achsenwinkel 2 Vα von Kalinatronfeldspaten.**
Erklärung der gebrauchten Abkürzungen der Dünnschliffsammlungen: **An** = Sammlung **F. Angel** und Schüler, Min.-petrogr. Inst. Univ. Graz. **Be** = Sammlung **F. Becke,** Min.-petrogr. Inst. Univ. Wien. **B St** = **F. Becke, M. Stark,** Min.-petrogr. Inst. Univ. Wien. **B TT** = **F. Becke**/Tauerntunnel, Min.-petrogr. Inst. Univ. Wien. **Kö** = **A. Köhler** (Floititarbeit), Min.-petrogr. Inst. Univ. Wien. **Pr** = **S. Prey,** Wien. **Se** = **Ch. Exner,** Geologisches Inst. Univ. Wien. **Sto** = **H. Stowasser,** Wien.

	Seite
Plagioklas III (abgek.: Plag. III)	230
Primärperthite	235
Reaktionsgefüge im weiteren Sinne	258
Schachbrettalbitisation	251
Schachbrettgemusterter Antiperthit	247
Schachbrettgemusterter Haufenperthit	240
Schachbrettgemusterter Plagioklas II	252
Sekundärperthite	236
Tieftauerider Bauplan	225
Tieftauerides Stockwerk der kritischen Zentralgneisfazies in den östlichen Hohen Tauern	263
Verschiedene Kalinatronfeldspat-Ausbildungen als petrogenetische und tektonohistorische Leitindikatoren	263
Zentrale Schieferhülleserie der östlichen Hohen Tauern	213
Zentralgneis	198
Zonar orientierter Antiperthit	248
Zonarperthit	238

9. Literatur.

1. *F. Angel,* Gesteine der Lonza bei Mallnitz, Mitt. d. Naturwiss. Ver. f. Steiermark, *62,* 1926. — 2. Ders., Gesteine vom südlichen Großvenediger, N. Jb. f. Min. etc., Abt. A, BB. *59,* 1929. — 3. Ders., Über Plagioklasfüllungen und ihre genetische Bedeutung, Mitt. d. Naturwiss. Ver. f. Steiermark, *67,* 1930. — 4. Ders., Begehungen im Gebiete der Silbereckscholle, Fortschr. f. Min. etc., *23,* 1939. — 5. Ders., Mineralfazien und Mineralzonen in den Ostalpen, Jb. d. Universität Graz, 1940. — 6. *F. Angel* u. *F. Heritsch,* Das Alter der Zentralgneise in den Hohen Tauern, Central-bl. f. Min. etc., Abt. B, 1931. — 7. *F. Angel* u. *R. Staber,* Migmatite der Hochalm-Ankogel-Gruppe (Hohe Tauern), Min u. Petr. Mitt. *49* 1937. — 8. Dies., Gesteine und Gebirgsbau im Umkreis der Osnabrücker Hütte, Festschrift zur 50. Jahrfeier des Zw.-Ver. Osnabrück d. D. Alpenver., 1938. — 9. Dies., Geologische Karte des Hochalm-Ankogel-Gebietes, Maßstab 1:50.000, aufgenommen und herausgegeben im Auftrage d. D. Alpenver., Aufnahme 1933—1939, Druck 1942, Verlag Gebr. Borntraeger, Berlin, Druck Freytag-Berndt u. Artaria, K. G., Wien (vergriffen infolge Kriegseinwirkung!) 1942. — 10. *H. Arndt,* Petrographische Studien in den Kontaktzonen der Gneise und Kalkgesteine im Simplongebiet, Jahr. Ber. Schlesischer Gesellsch. vaterl. Kultur, 1914. — 11. *H. G. Backlund,* Der Magmaaufstieg in Faltengebirgen, Bull. com. géol. Finnl. *115,* 1936. — 12. Ders., Die ältesten Baustücke Fennoskandias im Lichte des Aktualitätsprinzips (Vortragsber.), Mitt. d. Alp. Geol. Ver. (Wiener Geol. G.) *33,* 1942. — 13. *H. Barber,* Bestimmung kleiner Wolframmengen in Gesteinen, Berg- u. Hütt. Monatsh. *92,* 1947. — 14. *T. F. W. Barth,* Die Eruptivgesteine, in: Die Entstehung der Gesteine, Berlin, 1939. — 15. *P. Bearth,* Über spätalpine granitische Intrusionen in der Monte Rosa-Bernhard-Decke, Schweiz. Min. Petr. Mitt. *25,* 1945. — 16. *H. Beck,* Aufnahmsbericht über Blatt Mölltal, Verhandl. Geol. Bu. A. Wien, 1938. — 17. *F. Becke,* Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner, Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. *13,* 1892. — 18. Ders., Berichte der Kommission für die petrographische Erforschung der Zentralkette der Ostalpen, Anz. Akad. Wiss. Wien, 1895/V, 1896/III, 1897/I, 1898/III, 1899/II. — 19. Ders., I. Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer (1903), II. Optische Untersuchungsmethoden (1903). III. Zur Physiographie der Gemengteile der kristallinen Schiefer (1906), IV. Chemische Analysen von kristallinen Gesteinen aus der Zentralkette der Ostalpen (1912), Denkschr. Akad. Wissen. Wien, *75,* 1903—1912. — 20. Ders., Geologisches von der Tauernbahn, Schriften d. Ver. z. Verbr. naturw. Kenntn., Wien, 1906. — 21. Ders., Das nordwestliche Randgebiet des Hochalmkernes, in: *F. Becke* u. *V. Uhlig,* Erster Ber. über petr. u. geotekt. Unters. im Hochalmmassiv und in den Radstädter Tauern, Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, *115,* 1906. — 22. Ders., Ber. über d. Aufnahmen am Nord- und Ostrand des Hochalmmassivs, ebenda *117,* 1908. — 22 a. Ders., Unveröffentl. Gutachten über den Bergbau Radhausberg, 1906. — 23. Ders., Bericht über geol. u. petr. Unters. am Ostrande des Hochalmkernes, Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I. *118,* 1909. — 24. Ders., Über das Grundgebirge im niederösterreichischen Waldviertel, C. R. XI. Int. Geolog. Congr., 1910. — 24 a. Ders., Ostrand des „lepontinischen Tauernfensters" und Zentralgneis, Führer z. geol. Exk., Geol. Rundsch., *3,* 1912. — 25. Ders., Differentiationserscheinungen im Zentralgneis der Hohen Tauern, Zeitschr. f. Krist., *62,* 1922. — 25 a. *F. Becke* u. *F. Berwerth,* Geologische Beobachtungen beim Bau des Tauerntunnels und der Tauernbahnstrecke, Anz. Akad. Wiss. Wien, 1902/X, XX, XXVI, 1903/XII, XIV, XXII, XXIV, 1904/X, XIV, XV, XXVII, 1905/I, XII, XVII, 1906/II, 1907/X, XVII, XXVII, 1908/XIII, XV. — 26. *E. Bederke,* Zentralgneisproblem und Regionalmetamorphose, Geol. Rundsch. 1935. — 27. *F. Berwerth,* Über die geologischen Verhältnisse von Gastein, Mitteilung in: *E. Ludwig* u. *Th. Panzer,* Über die Gasteiner Thermen, Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. *19,* 1900. — 28. *E. Brau-*

müller u. *S. Prey*, Zur Tektonik der mittleren Hohen Tauern, Ber. d. Reichsamts f. Bodenf. Wien (Geol. Bu. A. Wien), 1943. — 29. *S. v. Bubnoff*, Gebirgsgrund und Grundgebirge, Die Naturwiss., 25, 1937. — 30. *C. E. Burckhardt*, Geologie und Petrographie des Basodino-Gebietes, Schweiz. Min. Petr. Mitt. 22, 1942. — 31. *J. Cadisch*, Die Entstehung der Alpen im Lichte der neuen Forschung, Verh. d. Naturf. Ges. Basel, *54*, 1943. — 32. *E. Christa*, Das Gebiet des oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen, Jb. Geol. Bu. A. Wien *81*, 1931. — 33. Ders., Das Greiner-Schwarzenstein-Gebiet der Zillertaler Alpen in geologisch-petrographischer Betrachtung, Veröff. Mus. Ferd. Innsbruck, *13*, 1934. — 34. Ders., Zur Frage der Mikrolithenschwärme in Plagioklasen, Schweiz. Min. Petr. Mitt. *16*, 1936. — 34a. *K. Chudoba*, Über umgekehrte Zonenfolge zonar gebauter Plagioklase im Melaphyr des Brandberges (SW-Afrika) und über gleichzeitige Antiperthit- und Perthitzonen der Albite des Brandberg-Kerngranits. Centr. Bl. f. Min. A., 1930. — 35. *E. Clar*, Ostalpine Vererzung und Metamorphose, Verh. Geol. Bu. A. Wien, 1945. — 36. Ders., Zweiter Vorbericht über geologische Aufnahmen in der Glocknergruppe, Verh. Geol. Bu. A. Wien, 1931. — 37. *H. P. Cornelius*, Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer und Julier Paß, N. Jb. f. Min. etc., BB *35*, 1913. — 38. Ders., Über einige Probleme der penninischen Zone der Westalpen, Geol. Rundsch. *11*, 1920. — 39. Ders., Über Auftreten und Mineralführung der Pegmatite im Veltlin und seinen Nachbartälern, Zentralbl. f. Min. etc., A. 1928. — 40. Ders., Zweiter Bericht über geologische Aufnahmen in der nördlichen Glocknergruppe, Verh. Geol. Bu. A. 1931. — 41. Ders., Zur Deutung gefüllter Feldspate, Schweiz. Min. Petr. Mitt. *15*, 1935. — 42. Ders., Einige Beobachtungen an den Gneisen des Monte Rosa und Gran Paradiso, Mitt. Geol. Ges. Wien, 29, 1936. — 43. Ders., Nochmals zur Deutung gefüllter Feldspate, Schweiz. Min. Petr. Mitt. *17*, 1937. — 44. Ders., Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre, Z. D. Geol. Ges. *92*, 1940. — 45. Ders., Zur Geologie des oberen Felber und Matreier Tauerntales und zur Altersfrage der Tauernzentralgneise, Ber. Reichsst. f. Bodenf. (Geol. Bu. A.) Wien, 1941. — 46. Ders., Neuere Erfahrungen über die Gesteinsmetamorphose in den Hohen Tauern, Min. u. Petr. Mitt., *54*, 1942. — 47. *H. P. Cornelius* u. *E. Clar*, Geologie des Großglocknergebietes (I. Teil), Abh. Zweigst. Wien Reichsst. f. Bodenf. (Geol. Bu. A.) *25*/1, 1939. — 48. *A. Demay*, Microtectonique et tectonique profonde. Cristallisations et injections magmatiques syntectoniques, Mém. d. l. Carte géol. dét. d. l. France, Paris 1942. — 49. *F. K. Drescher-Kaden*, Über Assimilationsvorgänge, Migmatitbildung und ihre genetische Bedeutung bei der Entstehung von Magmen, nebst einigen grundsätzlichen Erwägungen, Chemie d. Erde, *10*, 1936. — 50. Ders., Beiträge zur Kenntnis der Migmatit- und Assimilationsbildungen sowie der synanthetischen Reaktionsformen, I. u. II. Teil, Chemie der Erde *12*, 1939/40 und *14*, 1942. — *51. K. F. Drescher* u. *M. Storz*, Ergebnisse petrographisch-tektonischer Untersuchungen am Bergeller Granit, N. Jb. f. Min. etc. A. BB. *54*, 1926. — 52. *O. H. Erdmannsdörffer*, Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes IX. Die Rolle der Anatexis, Sitz.-Ber. Heidelb. Akad. Wiss., 1939. — 53. Ders., Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes XIII. Über Granitstrukturen, ebenda 1943. — 54. *P. Eskola*, Die metamorphen Gesteine, in: Die Entstehung der Gesteine, Berlin, 1939. — 55. *Ch. Exner*, Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal, I. Teil, Jb. Zweigst. Wien Reichsst. f. Bodenf. (Geol. Bu. A.), *89*, 1939. — 56. Ders., Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal, II. Teil: Bewegungsbild der Silbereckmulde, Mitt. d. Reichsst. f. Bodenf. Zweigst. Wien (Geol. Bu. A.) 1940. — 57. Ders., Geologische Beobachtungen in der Katschbergzone (Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal, III. Teil), Mitt. d. Alpenl. Geol. Ver. (Geol. Ges. Wien), *35*, 1942. — 58. Ders., Das geologische Profil des Radhausberg-Unterbaustollens in den östlichen Hohen Tauern (Vorbericht), Anz. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. 1946. — 59. Ders., Das Gneisproblem in den

östlichen Hohen Tauern (Vortragsbericht), Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., III. F., *1*, 1948. — 60. *W. Freudenberg*, Der Trias-Gneis-Kontakt am Ostrande des Adulamassivs (Grübünden). Ein Beitrag zur Altersfrage der alpinen Zentralmassive und Massengesteine, N. Jahrb. f. Min. etc., BB. *36*, 1913. — 61. *W. Hammer*, Geologische Beobachtungen beim Bau des Wasserkraftwerkes bei Mallnitz (Kärnten), Jb. Geol. Bu. A. Wien, *77*, 1927. — 62. *F. Heritsch*, Aus dem Gebiet von Mallnitz und dem unteren Mölltal, Mitt. d. Naturwiss. Ver. f. Steiermark, *62*, 1926. — 63. *G. Hiessleitner*, Alter Goldbergbau am Grieswies-Schwarzkogel (Ritterkar) im Sonnblick-Hocharnmassiv, Hohe Tauern, Berg- u. Hütt. Jb., *85*, 1937. — 64. *D. Hoenes*, Magmatische Tätigkeit, Metamorphose und Migmatitbildung im Grundgebirge des südwestlichen Schwarzwaldes, N. Jb. f. Min. etc., A, BB, 1940/41. — 65. *H. M. Huber*, Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv, Schweiz. Min. Petr. Mitt. *23*, 1943. — 66. *Th. Hügi*, Zur Petrographie des östlichen Aarmassivs (Bifertengletscher, Limmernboden, Vättis) und des Kristallins von Tamins, ebenda *21*, 1941. — 67. *H. Huttenlocher*, Allgemeines zu den petrogenetischen Problemen, die sich aus den vom Berner Institut im Wallis vorgenommenen Untersuchungen ergeben, ebenda *22*, 1942. — 68. Ders., Über Verschiedenheiten im Verlauf magmatischer und metamorpher Prozesse, Naturf. Ges. in Bern, *4*, 1947. — 69. *G. Kautsky*, Neue Gesichtspunkte zu einigen nordskandinavischen Gebirgsproblemen, Geol. F. Förh. *69*, 1947. — 70. *A. Kieslinger*, Ganggesteine im Zentralgneis am Zirmsee, Kärnten, Jb. Geol. Bu. A. Wien, *86*, 1936. — 71. Ders., Die geologischen Grundlagen des Goldbergbaues in den Hohen Tauern, in: Leobner Bergmannstag, Wien, 1937. — 72. Ders. Aufnahmsberichte über Blatt Hofgastein, Verh. Geol. Bu. A. Wien, 1936, 1937 u. 1938. 72 a. *G. Kirsch*, Untersuchungen über den Ursprung der Thermalquellen von Bad Gastein, Bad Gast. Badeblatt, 16—18, 1939. — 73. *R. v. Klebelsberg*, Ein Ammonit aus dem Hochstegenkalk des Zillertales (Tirol), Z. D. Geol. G., *92*, 1940. — 74. *G. Klemm*, Über die Tessinergneise, Mon.-Ber. d. D. Geol. G., *1910*. — 75. Ders. Geologische Beobachtungen im Simplontunnel und seiner Umgebung, Notizbl. hess. geol. L. A. *18*, 1937. — 76. *L. Kober*, Bericht über geol. Untersuchungen in der Sonnblickgruppe und ihrer weiteren Umgebung, Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. *121*, 1912. — 77. Ders. Bericht über die geotektonischen Untersuchungen im östlichen Tauernfenster und seiner weiteren Umrahmung, ebenda, *121*, 1912. — 78. Ders., Das östliche Tauernfenster, Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. *98*, 1922. — Ders., Bau und Entstehung der Alpen, Berlin, 1923. — 80. Ders., Neuere Beiträge zur Geologie d. östlichen Tauern und d. Salzkammergutes, Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. 1926. — 81. Ders., Vorlage von Gesteinen aus den Hohen Tauern, Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., 1926. — 82. Ders., Das alpine Orogen, Berlin, 1931. — 82 a. Ders., Der geologische Aufbau Österreichs, Wien, 1938. — 83. *A. Köhler*, Über einen Floitit aus dem Zentralgneis der Hohen Tauern, Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. *36*, 1923. — 84. Ders., Die Abhängigkeit der Plagioklasoptik vom vorangegangenen Wärmeverhalten (Die Existenz einer Hoch- und Tieftemperaturoptik). Min. u. Petr. Mitt. *53*, 1942. — 85. Ders., Die Feldspate. Eine monographische Darstellung (im Druck), 1945. — 86. Ders., Erscheinungen an Feldspaten in ihrer Bedeutung für die Klärung der Gesteinsgenesis (Ein Versuch und eine Anregung), Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., III. F., *1*, 1948. — 87. *A. Köhler* u. *F. Raaz*, Gedanken über die Bildung von Feldspat-Zwillingen in Gesteinen, Verh. Geol. Bu. A. Wien, 1945. — 88. *L. Kölbl*, Das Nordostende des Großvenedigermassivs (Ein Beitrag zur Frage des Tauernfensters), Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. 141, 1932. — 89. Ders., Das Tauernproblem in den Ostalpen, Geol. Rundsch. *26*, 1935. — 90. *J. G. Koenigsberger*, Über tektonische Metamorphose, Mineralvorkommen und Pegmatite im obern Tessin, Schweiz. Min. Petr. Mitt. 22, 1942. — 91. *F. Kossmat*, Die Beziehungen des südosteuropäischen Gebirgsbaues zur

Alpentektonik, Geol. Rundschau, *15*, 1924. — 92. *E. Kraus*, Überlegungen zur Geodynamik, N. Jb. f. Min. etc., B, BB. *70*, 1933. — 93. *H. Leitmeier*, Aus Predazzo, II. Teil, Min. u. Petr. Mitt., *52*, 1940. — 94. Ders., Einige neuere Mineralvorkommen im Gebiete des Habachtales, ein Beitrag zur Kenntnis der Entstehung der Zentralgneise der Hohen Tauern, ebenda, *53*, 1942. — 95. *R. Lepsius*, Über die wesentlichen Unterschiede zwischen diskordanten und konkordanten Granitstöcken und zwischen Kontakt- und Regional-Metamorphose der Granite, Geol. Rundschau., *3*, 1912. — 95 a. *K. Metz*, Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben, Mitt. Reichsst. f. Bodenf., Zweigst. Wien (Geol. Bu. A), 1940. — 96. *H. Michel*, Die goldführenden Erze des Siglitz-Pochart-Erzwieser Gangzuges in den Hohen Tauern, Tschm. Min. u. Petr. Mitt. 1925. — 97. *P. Niggli, H. Preiswerk, O. Grütter, L. Bossard u. E. Kündig*, Geol. Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- u. Bleniotal, Beitr. z. Geol. K. d. Schweiz. *71* 1936. — 98. *P. Niggli*, Zur Entstehungsgeschichte der alpinen Kluftmineralagerstätten, in: Die Mineralien der Schweizer Alpen, II., 1940. — 98 a. *N. Oulianoff*, Massifs hercyniens du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges, Geol. Führer d. Schweiz, 1934. — 99. *R. Perrin* u. *M. Roubault*, Sur l'âge alpin des noyaux des nappes pennines, C. R. Soc. géol. d. France, 1947. — 100. *W. Petrascheck*, Die alpine Metallogenese, Jb. Geol. Bu. A. Wien, *90*, 1947. — 101. *F. Posepny*, Die Goldbergbaue der Hohen Tauern mit besonderer Berücksichtigung des Rauriser Goldberges, Archiv f. prakt. Geol., Wien, 1879. — 102. *S. Prey*, Geologische und petrographische Untersuchungen zur Klärung der Frage des Auftretens der Dent Blanche-Decke in der Sonnblickgruppe, Hohe Tauern. I. Petrogr. Teil, Unveröff. Diss., Geol. Inst. Univ. Wien, 1937. — 103. Ders., Die Metamorphose des Zentralgneises der Hohen Tauern, Mitt. d. Geol. Ges. Wien, *29*, 1937. — 104. Ders., Modereckdecke und Rote Wand-Gneisdecke, Verh. Geol. Bu. A. Wien, 1938. — 105. *M. Reinhard*, Universaldrehtischmethoden, Basel, 1931. — 106. Ders., Über Gesteinsmetamorphose in den Alpen. Minjbouwkundigen Vereeniging zu Delft, 1935. — 107. Ders., Über die Entstehung des Granits, Basler Universitätsreden, *16*, 1943. — 107 a. *K. Reissacher*, Einiges über die geognostischen Verhältnisse des Gasteiner Tales mit besonderer Bezugnahme auf die Erzlagerstätten des Radhausberges und die Thermen des Wildbades, Mitt. d. Ges. f. Salzburger Landeskunde, *2*, 1862. — 108. *B. Sander*, Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. (Erster Bericht). Denkschr. d. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. *82*, 1911. — 109. Ders., Geologische Exkursionen am Westende der Tauern. Geol. Rundsch. *3*, 1912. — 110. Ders., Übertektonische Gesteinsfazies. Verh. Geol. Bu. A. Wien, 1912. — 111. Ders., Über einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes, Jb. Geol. Bu. A. *62*, 1912. — 112. Ders., Beiträge aus den Zentralalpen zur Deutung der Gesteinsgefüge. (Erste und zweite Folge). Jb. Geol. Bu. A. *64*, 1914. — 113. Ders., Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. II. Bericht, Jb. Geol. Bu. A. Wien, *70*, 1920. — 114. Ders., Zur petrographisch-tektonischen Analyse, I., Jb. Geol. Bu. A. Wien, *74*, 1923. — 115. Ders., Erläuterungen zur geologischen Karte Meran—Brixen, Schlern-Schriften, *16*, 1929. — 116. Ders., Gefügekunde der Gesteine, Wien, 1930. — 117. Ders., Neuere Arbeiten am Tauernwestende aus dem Mineralog.-petrogr. Inst. d. Univ. Innsbruck, Mitt. d. Reichsst. f. Bodenf., Zweigst. Wien (Geol. Bu. A. Wien), 1940. — 118. Ders., Über Flächen- und Achsengefüge (Westende der Hohen Tauern, III. Bericht), Mitt. d. Reichsamts f. Bodenf., Zweigst. Wien (geol. Bu. A.), 1942. — 119. *A. Schiener*, Das Tauerngold. Bericht über sein Vorkommen auf primärer und sekundärer Lagerstätte, Min. Petr. Mitt., *48*, 1936. — 120. *L. Schurk*, Über den Flugkogelgneis in den Hohen Tauern, Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. *33*, 1914. — 121. *R. Schwinner*, Die Zentralzone der Ostalpen, in: Geologie der Ostmark, Wien, 1939. — 122. *M. Stark*, Bericht über die geologische Aufnahme im Hochalm-Sonnblickgebiet in den Jahren 1909 bis 1910, Anz. Akad. Wiss. Wien, 1911. — 123. Ders., Vorläufiger Bericht über

geologische Aufnahmen im östlichen Sonnblickgebiet und über die Beziehungen der Schieferhülle des Zentralgneises, Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. *71*, 1912. — 124. *R. Staub*, Der Bau der Alpen, Beitr. z. Geol. K. d. Schweiz, 52, 1924. — 125. *K. Stier*, Ergebnisse einer montangeologischen Untersuchung der Goldvorkommen der östlichen Hohen Tauern, 20. Ber. d. Freiberger Geol. Ges., 1944. — 125 a. *H. Stowasser*, Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). (Vorläufige Mitteilung.) Verh. Geol. Bu. A., Wien, 1945. — 125 b. *F. E. Suess*, Bausteine zu einem System der Tektogenese. I., Periplutonische und enorogene Regionalmetamorphose in ihrer tektogenetischen Bedeutung, Fortschr. d. Geologie u. Pal., *13*, 1937. — 125 c. *H. Tertsch*, Die optische Orientierung des Hochtemperatur-Anorthites (Anhang, S. 64), Min. u. Petr. Mitt., 53, 1942. — 126. *G. Tschermak*, Einige Pseudomorphosen, Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, *46*, 1862. — 127. Ders., Einige Pseudomorphosen, III. Abhandlung, ebenda, *49*, 1864. — 128. *V. Uhlig*, Der Deckenbau in den Ostalpen, Mitt. Geol. Ges. Wien, *2*, 1909. — 129. *R. Wager*, Die Schwarzwälder Gneise, Geol. Rundsch. *26*, 1935. — 130. Ders., Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes. IX., Über die Kinzigitgneise von Schenkenzell und die Syenite vom Typ Erzenbach, Sitz.-Ber. Heidelberger Akad. Wiss. 1938. — 131. *A. Weber*, Der Radiumgehalt der Gesteine aus der Hochalm-Ankogel-Gruppe, Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. *145*, 1936. — 132. Ders., Die Feldspate in den Gesteinen der Hochalm-Ankogel-Gruppe, Min. Petr. Mitt., *53*, 1942. — 133. *C. E. Wegmann*, Beispiele tektonischer Analysen des Grundgebirges in Finnland. Bull. Comm. géol. Finl., *87*, 1929. — 134. Ders., Über Diapirismus (besonders im Grundgebirge), ebenda, *92*, 1930. — 135. Ders., Zur Deutung der Migmatite Geol. Rundsch. *26*, 1935. — 136. Ders., Zwei Bilder zur Entwicklung der Migmatite und ihrer Deutung, ebenda, *34*, 1943. — 137. *E. Wenk*, Ergebnisse und Probleme von Gefügeuntersuchungen im Verzascatal (Tessin), Schweiz. Min. Petr. Mitt., *23*, 1943. — 138. *A. Winkler-Hermaden*, Bemerkungen zur Geologie der östlichen Tauern, Verh. Geol. Bu. A. 1923. — 139. Ders., Geologische Probleme in den östlichen Tauern, I. Teil, Jb. Geol. Bu. A. *76*, 1926. — 140. *K. Zschocke*, Unveröffentl. Gutachten über den Paselstollen, Gewerkschaft Radhausberg, Gastein-Böckstein, 1945.

Aus dem Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Graz.

Röntgenographische Unterscheidung von positiven und negativen Pyritformen.

Von

Peter Paulitsch.

Mit 1 Textabbildung.

(Eingelangt am 13. Mai 1948.)

Bei vielen meroedrischen Kristallen ist es möglich, bei einmal festgehaltenem Achsenverhältnis aus der Lage der Spaltung oder Absonderung positive und negative Formen, bzw. ihre Flächenstellungen zu unterscheiden. Bei anderen liegt die Trennungsmöglichkeit in den Vizinalflächen, der verschiedenen Größe der Flächen oder in ihren Ätzerscheinungen. Auch für die Trennung der Pyritformen sind mehrere Methoden herangezogen worden. *Strüver* (1) bezeichnet bei Kombination von hemiedrischen Flächen die großen, glänzenden als die positiven, die kleinen, matten als die negativen; wenn nur eine Form ausgebildet ist, dann wurde diese als die positive angesprochen. Auf Grund von verschiedenem thermoelektrischen Verhalten wurden Trennungsregeln aufgestellt. *Curie* (1) hat damit auch die Kombinationsstreifung in Zusammenhang gebracht. Da aber auch holoedrische Kristalle verschiedene thermoelektrische Effekte erzeugen, wurde diese Trennung nicht mehr verwendet.

Säureätzversuche von *F. Becke* (2) ergaben, daß das positive (102) Pentagondodekaeder Ätzgrübchen, das negative (201) Ätzhügel liefert; während bei Alkaliätzung zugleich Ätzgrübchen und -hügel entstehen. Doch ist diese Methode vermutlich wegen der damit verbundenen Kristallzerstörung und wegen des Auftretens von anomalen Pyriten nicht durchgeführt worden. Aus *Pöschl*s Arbeit (3, S. 616) geht hervor, daß die Ritzhärte von der Streifungsrichtung auf den Flächen unabhängig ist.

Da auch in der neueren Pyritliteratur keine sichere Formentrennung erfolgte, erschien es wünschenswert, die röntgenographische Unterscheidung auszuführen.

Im allgemeinen ist die Möglichkeit der röntgenographischen Formentrennung in den einzelnen Kristallklassen dann gegeben, wenn die Lauesymmetrie die halbflächigen Formen nicht zu vollflächigen macht. In der Klasse T_h, der des Pyrits, bleibt die zwei-

zählige Achse erhalten und wird nicht zur vierzähligen. In der Aufnahme ist das dadurch kenntlich, daß die Reflexe von im obigen Sinne positiven und negativen Netzebenen sich durch verschiedene Intensitäten unterscheiden oder dadurch, daß der eine oder der andere Reflex auf Grund von Auslöschungsregeln fehlt.

In den Raumgruppen der Klasse T_h kann die Trennung der Quadranten häufiger durch Intensitätsunterschiede der hkO- und hkl-Reflexe erfolgen, als durch ausgelöschte Reflexe.

Nur in der Raumgruppe des Pyrits T_h^6 tritt der günstige Fall ein, daß zwei Quadranten mit Hilfe der Auslöschungsregel:

hkO vorhanden, wenn h gerade
hOl vorhanden, wenn l gerade
Okl vorhanden, wenn k gerade

unterschieden werden können (4).

Von Röntgenmethoden fallen für eine Quadrantenunterscheidung Drehkristall- und Pulveraufnahmen fort. Als mögliche Methoden könnten noch Weißenberg-, Laue-, Lauerückstrahl-, sowie Schwenkaufnahmen verwendet werden. Weißenbergaufnahmen sind wegen der dabei verwendeten Größe der Kristalle, Laueaufnahmen wegen der damit verbundenen Kristallzerstörung ungünstig. Bleiben noch Lauerückstrahlaufnahmen, die aber wegen der guten Ergebnisse, die mit Schwenkaufnahmen erzielt wurden, nicht mehr herangezogen wurden.

Die zur Verfügung stehende Schwenkapparatur stammt von der Firma Rich. Seifert (Hamburg); sie ist auf einer vierkantigen, optischen Bank montiert, hat drehbaren Teilkreis für die horizontale Einstellung des Objekts, besitzt verstellbare Schneide und läßt Untersuchungen bis zu einer Kristallgröße von 3 cm zu. An Stelle des Uhrwerkantriebes erfolgte motorischer über Exzenter und Gestänge, wobei der gewünschte Schwenkbereich fixiert werden konnte. Die Größe der Röntgenkassette (9×12) mußte bei den Serienaufnahmen nicht voll ausgenützt werden, da nur wenige Reflexe von Interesse waren. Die Filmgröße betrug hierbei nur 6×8 cm.

Aus der Unterscheidung der Quadranten ist es nun möglich, die Lage der kristallographischen Hauptachsen zu erkennen, und auf diese kommt es bei hemiedrischen Formen an; denn das positive und das negative Pentagondodekaeder z. B. unterscheiden sich nur durch ungleichen Austritt der Hauptachsen in bezug auf die Flächen.

Da im kubischen System die Achsen vertauschbar sind, wurde, um einheitlich indizieren zu können, als Drehachse bei den Schwenkaufnahmen stets Z gewählt, so daß zu entscheiden ist, wo die X- und Y-Achse austritt.

Die Wahl der Strahlungsrichtung auf die Pyritkristalle war erstens bestimmt durch das Auftreten der günstigen hkO-Reflexe. Zweitens wurde getrachtet die Häufigkeit der Pyritflächen hierzu auszunützen. Es kamen Dyakisdodekaeder-, Pentagondodekaeder- und Würfelflächen als häufige Flächen in Betracht.

Um einen Überblick zu bekommen, wann diese beiden Bedingungen erfüllt sind, wurde die Konstruktion des reziproken Gitters herangezogen. Daraus wird ersichtlich, daß die Feststellung, ob die X- oder Y-Achse vorliegt, bei Aufnahmen von Pentagondodekaedern und Würfeln möglich ist; denn es treten hierbei die günstigen hkO-Reflexe auf. Weiters ist für diese Aufnahmen die Drehachse eine einfach indizierte Zonenachse (zweizählige Drehachse) und läßt sich jederzeit leicht an den Kristallen einstellen. Zugleich ist die Forderung nach häufiger Ausbildung der Flächen erfüllt.

Dyakisdodekaeder-Schwenkungen fallen fort, weil sich die Lage der Drehachse schwer realisieren läßt und eine höher indizierte Zonenachse ergibt. Um aber den Charakter von Dyakisdodekaedern zu erkennen, ob positiv [z. B. (321)] oder ob negativ [z. B. (312)], können am Kristall ausgebildete Pentagondodekaeder- oder Würfelflächen oder nur deren Richtungen zur Aufnahme eingestellt werden.

Bei Aufnahmen auf den Würfel im besonderen kann die eingestellte Fläche (010) oder (100) sein. Zwei Typen von Aufnahmen ermöglichen die Trennung.

Die Nullpunktslage der Schwenkung ist der streifende Einfall auf die Würfelfläche, wobei der Primärstrahl parallel einer Würfelkante verläuft. Die Schwenkung erfolgte so, daß das Lot der eingestellten Fläche zu Beginn der Drehung gegen den Primärstrahl (zugleich gegen die Röhre) und dann wieder zurück zum streifenden Einfall bewegt wurde.

Diese wurden ausgeführt mit Cu- und mit Mo-Strahlung. Hierbei genügte in beiden Fällen eine Schwenkung um rund $20^0 - 1^0$. Eine größere Schwenkung würde sich sogar störend auswirken, da dann gleichzeitig Reflexe von positiven und negativen Netzebenen erfaßt würden.

Bei Aufnahmen der Würfelfläche mit Cu-Strahlung, die ein Diagramm ähnlich Nr. 2 liefern — also X ist das Lot der eingestellten Würfelfläche — kann die Bestimmung des austretenden Flächenlotes nur auf Grund des Fehlens des Reflexes (201) erfolgen. Um durch Fehler in der Einstellung oder Ähnliches, die ebenfalls zum Nichtauftreten oder Verschieben von Reflexen führen könnten, nicht zu unrichtigen Achsenbestimmungen zu gelangen, können Aufnahmen mit Mo-Strahlung ausgeführt werden. Es lassen sich so im Diagramm Nr. 2 die Achsenlagen nicht nur auf Grund des Fehlens eines Re-

flexes, sondern auch mit dem nun neuauftretenden Reflex (102) festlegen.

Der Grund liegt darin, daß bei der Aufnahme mit Cu-Strahlung (102) fast zugleich mit (210) erst bei rund 45° Schwenkung auftritt, während bei Verwendung von Mo-Strahlung (102) schon bei rund 17° erscheint.

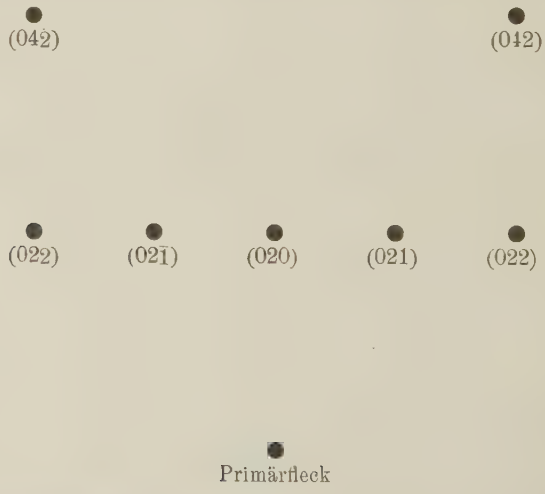
Die erhaltenen Diagramme von Würfelaufnahmen werden wiedergegeben, weil bei fehlender Ausbildung von Pentagondodekaederflächen die Einstellung der Würfelrichtung (zweizählige Achse) einfach vorzunehmen ist.

Alle Interferenzen sind stark und α-Linien. Aufnahmebedingungen: 37 kV, 9 mA., 30—60 min., r = 44 mm, Filmgröße 6 × 8 cm.

Da die Wiedergabe in Zeilenform erfolgt, können die Abmessungen nur schematisch angedeutet werden.

Wenn das Lot der eingestellten Würfelfläche Y ist, wird folgendes Diagramm Nr. 1 erhalten.

Mo-Strahlung. Schwenkung rund 20°. Die Lage des Primärstrahls ist normal auf der Abbildungsebene; die Würfelfläche, die im streifenden Einfall liegt, ist ebenfalls senkrecht auf der Abbildungsebene. In der Abbildungsebene liegt die Drehachse Z und zu Beginn der Schwenkung das Lot der eingestellten Fläche.



Nach Festlegung von Z als Drehachse und auf Grund der Auslöschungsregel kann nur obige Indizierung vorgenommen werden.

Laut Diagramm kommen daher (020), (021), (022), (042). An weiteren Indizes könnten noch (040), (041) und (141) kommen. Doch werden sie wegen ihrer geringen Intensität nur bei genügend langer

Belichtung erhalten. Von einer Indizierung der Reflexe der dritten Schichtlinie wurde abgesehen, da sie infolge der Verschiebung der Reflexe durch die ungenaue Einstellungsweise, nämlich von Hand aus, unsicher wird. Für eine Unterscheidung der Achsenaustritte genügen aber auch die Indizes der nullten, ersten und zweiten Schichtlinie. Eine eventuelle ungünstige Schneideneinstellung braucht nicht berücksichtigt zu werden, da sie sich erst bei größeren Abständen vom Primärfleck auswirkt.

Bei Verwendung von Cu-Strahlung tritt bei rund 20° Drehung (020) und (021) auf. Der Reflex von (131), der ebenfalls kommen könnte, fehlt wegen der kleinen verwendeten Filmabmessungen.

Das folgende Diagramm Nr. 2 wird erhalten, wenn das Lot der eingestellten Würfelfläche X ist.

Mo-Strahlung. Schwenkung rund 20°. In der Abbildung steht der Primärstrahl senkrecht auf der Papierebene. Die Lage der kristallographischen Hauptachsen des Würfels ist aus der Indizierung zu entnehmen. Sonst wie bei Diagramm Nr. 1.

Die durch die Auslöschungsregel erlaubte Indizierung ergibt bei Festhalten von Z als Drehachse, X als das Lot der eingestellten Würfelfläche. Laut Diagramm kommen (200), (102), (202), (302), (402). Das Fehlen von (400), (410) und (411) erklärt sich durch ihre geringe Intensität. Auch hier sind die Reflexe ab der dritten Schichtlinie nicht mehr indiziert.

Bei Verwendung von Cu-Strahlung kommt bei rund 20° Drehung nur (200). Wegen der geringen Filmgröße kommt (311) nicht.

Auch bei den Pentagondodekaedern (210) und (120) kann durch zwei Arten von Aufnahmen der Achsenaustritt und damit der Charakter der Form bestimmt werden.

Hierbei erwies sich die Verwendung von Cu-Strahlung als besonders günstig. Als Nullpunkt der Schwenkung ergab sich der streifende Einfall auf die Pentagondodekaederflächen. Die Strahlungsrichtung wurde so gewählt, daß der Primärstrahl parallel der Spur verläuft, die von der Pentagondodekaederfläche mit ihrer Symmetrieebene gebildet wird, und zwar so, daß er auf die Spitze der Fläche hin orientiert ist und diese über die Kante hin verläßt. Siehe Abb. 1.

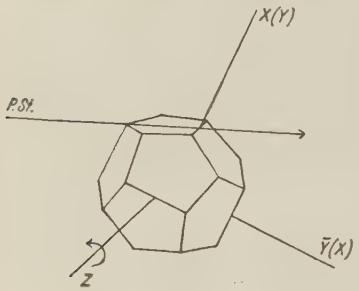
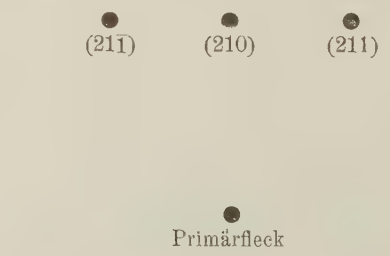


Abb. 1. Die Schwenkachse ist die zweizählige Achse Z. Bei dieser Anordnung kann die Achse, die normal auf der Kante steht, die von zwei Pentagondodekaeder-Flächen gebildet wird (der eingestellten und der in derselben Zone folgenden) einmal die X-, das andere Mal die Y-Achse sein. Wenn sie die X-Achse ist, wird Diagramm Nr. 3 erhalten, wenn sie die Y-Achse ist, wird Diagramm Nr. 4 erhalten. Im ersten Fall liegt das positive, im zweiten das negative Pentagondodekaeder (120) vor.

Bei Beginn der Drehung wurde das Lot der jeweils eingestellten Pentagondodekaederfläche gegen den Primärstrahl, zugleich gegen die Röhre, bewegt.

Das folgende Diagramm Nr. 3 wird erhalten, wenn die zweizählige Achse, die normal auf der Kante steht, die von der eingestellten und folgenden Pentagondokekaederfläche gebildet wird, die X-Achse ist. Es erfolgt daher die Tufnahme des „positiven" Pentagondodekaeders (210). Cu-Strahlung, Schwenkung rund 20^0.

Der Primärstrahl liegt in der schematischen Wiedergabe senkrecht auf der Papierebene und im streifenden Einfall der Fläche (210). Letztere steht ebenfalls normal auf der Papierebene, wobei die Kante, auf der die zweizählige Achse normal steht, parallel zur Drehachse Z verläuft.



Aus der erlaubten Indizierung wird ersichtlich, daß die Flächenspitze, auf die der Primärstrahl orientiert war, von den Flächen (210), (021), (021) gebildet wird.

Laut Diagramm kommen die Reflexe (210) und (211). Wegen der kleinen Filmgröße fehlen die Reflexe (hk2); doch findet sich manchmal am Filmrand noch (112). (211) könnte ebenfalls auftreten, doch fehlt er wegen seiner geringen Intensität. (220) wird bei ungünstiger Stellung der Schneide nicht erhalten. (111) findet sich gelegentlich, wenn die Pentagondodekaederfläche zu Beginn der Schwenkung nicht genau im streifenden Einfall liegt.

Die Aufnahme des „negativen" Pentagondodekaeder (120) liefert ein Diagramm wie Nr. 4; aus ihm ergibt sich, daß die zweizählige Achse, die normal auf der Kante steht, die von der eingestellten und der folgenden Pentagondodekaederfläche gebildet wird, die Y-Achse ist.

Cu-Strahlung. Drehwinkel rund 20°. Nullpunkt der Schwenkung ist hier der streifende Einfall auf die Fläche (120). Die Drehung erfolgt zu Beginn wieder gegen den Primärstrahl. Die Strahlungsrichtung verläuft wieder parallel der Symmetrieebene der Pentagondodekaederfläche.

In der schematischen Wiedergabe steht der Primärstrahl senkrecht auf der Papierebene, desgleichen die Fläche (120) bei Beginn der Schwenkung. Die Kante, auf der die zweizählige Achse normal steht, verläuft parallel zur Drehachse Z.

Aus der Indizierung ist zu entnehmen, daß die Flächenspitze, auf die der Primärstrahl hin orientiert war, von den Flächen (120), (201 und (20$\bar{1}$) gebildet wurde.

Laut Diagramm kommt nur (121). Das Fehlen der Reflexe hk2 verursacht die Filmgröße; (112) kann gelegentlich wieder auftreten. Für die Reflexe (220), (221) und (111), die ebenfalls kommen könnten, gilt das Obige.

Bei allen bisherigen Indizierungen wurde der Einheitlichkeit wegen Z als Drehachse festgelegt; wenn man sich nicht darauf beschränkt, dann können die erhaltenen Pentagondodekaeder-Reflexe bei allen Aufnahmearten entsprechend positiv vertauscht indiziert

werden, und die zusammengehörigen Achsenlagen ergeben sich für Diagramm Nr. 3 z. B. wie folgt:

bei Indizierung mit (210) ist die Drehachse Z und die zu entscheidende Achsenbenennung X;

bei Indizierung mit (102) ist die Drehachse Y und der Achsenaustritt Z, der auf der Kante normal steht, die von der eingestellten und der folgenden Pentagondodekaederfläche gebildet wird;

bei Indizierung mit (021) ist die Drehachse X und der oben festgelegte Achsenaustritt Y.

Es sind also mit Hilfe der Auslöschungsregel die zusammengehörigen Achsenlagen fixiert, und es können am Kristall ausgebildete hemiedrische Flächen in ihrer Lage zu den Achsen in Beziehung gebracht und als positiv oder negativ erkannt werden.

Wenn z. B. der Würfel mit einem Pentagondodekaeder kombiniert wäre und die Strahlungsrichtung parallel der Kante erfolgte, die von zwei Pentagondodekaederflächen über einer zweizähligen Achse gebildet würde, und Diagramm wie Nr. 1 erhalten wird, dann ist das Pentagondodekaeder ein „positives".

Nach Feststellung der Trennungsmöglichkeit wurden mehrere Kristalle auf ihren Formencharakter hin untersucht.

Das einzelne positive Pentagondodekaeder wurde erhalten bei den Kristallen von Gollrad, Stmk. (Inv.-Nr. 177, Min.-Petr. Inst. Univ. Graz); auch die weiteren Stücke sind aus dem Grazer Universitätsinstitut. Ferner bei den Kristallen von Waldenstein, Kärnten (Inv.-Nr. 2602), von Kongsberg, in Letten (Inv.-Nr. 7536), von Bosnien (Inv.-Nr. 5124).

Einzelne negative Pentagondodekaeder waren im vorliegenden Material nicht vorhanden. Die Aufnahmen wurden an angeschliffenen Kristallen ausgeführt.

An Kombinationen wurden beobachtet:

Das positive Pentagondodekaeder (210) mit einem positiven Dyakisdodekaeder an Kristallen von Waldenstein, Kärnten (Inv.-Nr. 2135) und von Elba (Inv.-Nr. 2234).

Die untersuchten Zwillinge des eisernen Kreuzes ergaben:

Beide Individuen sind positive Pentagondodekaeder und kombiniert mit einem negativen Dyakisdodekaeder von Elba (Inv.-Nr. 169);

beide Individuen sind positive Pentagondodekaeder ohne Kombinationen von Zalathna, Grube Larga, Siebenbürgen (Inv.-Nr. 6737).

Um Fehler auszuschalten, wurde jedes der beiden Individuen aufgenommen. Eine Verzwilligung eines positiven mit einem negativen Pentagondodekaeder ist von vornherein nicht möglich.

Zugleich mit der Beobachtung der einzelnen Formen und Kombinationen wurde versucht auch diese Flächen, die nur in Form von

Streifungen oder akzessorisch vorhanden sind, in ihrer Lage zu bestimmen.

Erst jüngst sind die Pyritstreifungen am Freiburger Sammlungsmaterial von *Weber* und *Torino* (5) beschrieben worden. Darnach und nach *Hintze* (1) sind an Streifungen bekannt:

Am Würfel die Streifungen nach den Pentagondodekaedern und nach dem Rhombendodekaeder;

an Pentagondodekaedern die Streifung nach dem Würfel und nach dem Dyakisdodekaeder z. B. (1k2);

am Oktaeder finden sich Streifungen nach Dyakisdodekaedern und seltener nach den eigenen Kanten;

an den Dyakisdodekaedern können kompliziertere Streifungen auftreten. Diese Streifungen können einzeln, wie auch sich kreuzend, Rechtecke oder Ähnliches bildend, vorhanden sein.

An den untersuchten Kristallen wurden folgende Streifungen beobachtet:

Die Würfel von Gollrad, Stmk. (Inv.-Nr. 176) führten parallel zu den Kanten die Streifung nach den positiven Pentagondodekaedern und nicht nach den negativen.

Am positiven Pentagondodekaeder (210) von Gollrad, Stmk. (inv.-Nr. 177), und von Waldenstein, Kärnten (Inv.-Nr. 2602), sowie von Kongsberg, in Letten (Inv.-Nr. 7536) verläuft die Streifung nach der Würfelfläche (100). Die Streifung nach (1k2) allein wurde an Pentagondodekaedern in dem vorliegenden, geringen Material nicht festgestellt, sondern nur gemeinsam mit der Streifung nach (100).

Diese Doppelstreifung bedeckte fast gleichmäßig die ganze Pentagondodekaederfläche der Kristalle von Waldenstein (Inv.-Nr. 2594 und 2602).

Auf den Pentagondodekaederflächen der Kristalle von Bosnien (Inv.-Nr. 5124) und von Elba (Inv.-Nr. 169) war in der Mitte der Flächen besonders die Streifung nach (1k2) ausgebildet, während auf dem nach (001) näheren Zonenstück die Streifung nach (001) auftrat.

Nach den Aufnahmen dieser Kristalle mit Doppelstreifung auf den Pentagondodekaederflächen sind sowohl die die eine Streifung verursachenden Dyakisdodekaeder wie die Pentagondodekaeder selbst positiv. Aus Obigem geht hervor, daß die Formentrennung auf Grund von unterschiedlicher Streifung nicht möglich ist.

Die Häufigkeit der einzelnen Formen von österreichischen Fundorten sollen die laufenden Untersuchungen bringen.

Für die Anregung zu dieser Untersuchung und viele Hinweise erlaube ich mir, Herrn Prof. Dr. *H. Heritsch* auch an dieser Stelle zu danken.

Literatur.

1. *C. Hintze,* Handbuch der Mineralogie, I/1, 1904, S. 717. — 2. *F. Becke,* Ätzversuche am Pyrit. Tscherm. Min. Petr. Mitt., 8, 1887, S. 239—330. — 3. *V. Pöschl,* Beiträge zur Kenntnis der Minerale der Pyrit- und Markasitgruppe. Zeitschr. f. Krist. 48, 1911, S. 572. — 4. Strukturbericht I. S. 216, *P. P. Ewald, W. Friedrich,* Ann. d. Phys. 44 (1914), 1118—1196. Strukturbericht II. S. 273, *H. M. Parker, W. J. Whitehouse,* Phil. Mag. 14, (1932), 939—961. — 5. *L. Weber, A. Torino,* Die Streifungen der Pyritkristalle. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 25, 1945, S. 534.

Die Zwillingsoptik der Bavenoer- und Manebacher-Zwillinge von hoch- und tieftemperierten Plagioklasen.

Von

Gerrit van der Kaaden, Hilversum.

Mit 5 Textabbildungen.

(Eingelangt am 11. Oktober 1948.)

Die Bedeutung der Hoch- und Tieftemperaturoptik der Plagioklase, wie sie *A. Köhler* (1) festgelegt hat, liegt nicht nur in einer genaueren Erfassung des zu bestimmenden Anorthitgehaltes sondern auch in einem besseren Aufhellen der „Geschichte" des Plagioklases und damit auch der des Gesteins. *A. Köhler* verwendete bei seinen Messungen nur Winkelbeziehungen zwischen den Indikatrixlagen in den häufigsten Zwillingen: nach dem Albit-, Periklin-, Karlsbader- und Karlsbader-Albit-Gesetz. Selbstverständlich reichen die Messungen an diesen für alle Zwecke im allgemeinen aus und nur ausnahmsweise wären die entsprechenden Winkelkurven für die seteneren Zwillingsgesetze wünschenswert.

Wenn hier die Hoch- und Tiefkurven für das Manebachergesetz sowie für das Bavenoergesetz rechts und links gebracht werden, so mag dies seine Begründung darin finden, daß zunächst eine bescheidene Lücke in den *Köhler*schen Winkelkurven zur Plagioklasbestimmung geschlossen wird und daß außerdem die Festlegung, welcher Zwilling vorliegt, auf diesem Wege eindeutig auch ohne Einmessung kristallographischer Bezugsrichtungen getroffen werden kann. Darüber hinaus hat mich ein weiterer Umstand zu diesem kurzen Beitrag bewogen: ein bedauerlicher Zufall läßt nämlich beide Temperaturkurven im Bereiche von 70 bis 90% An nicht oder nur unsicher trennen, da sich hier die Winkelkurven durchkreuzen oder nur innerhalb der Meßfehler voneinander abweichen (siehe die Kurven in den Arbeiten von *H. Scholler* [2] und *H. Tertsch* [3, 4]). Nur eine größere Anzahl von Messungen an verschiedenen Zwillingen ein- und desselben Gesteins kann vielleicht zum Ziele führen und damit etwas über die Bildungsgeschichte des Plagioklases aussagen. Auch in der Reihe von reinem Albit bis zum Oligoklas sind die meisten Kurven wenig unterschiedlich. Wenn auch Hochtemperaturoptik hier seltener zu erwarten ist, wäre doch eine größere Sicherheit in der Feststellung wünschenswert.

In dieser Richtung geben die Winkelkurven beim Bavenoer- und Manebachergesetz zum Teil etwas bessere Möglichkeiten der Trennung, wie ein Blick auf die folgenden Diagramme zeigt. (Vergl. z. B. die Kurven A A für das Bavenoergesetz rechts und die Kurven B B für das Manebachergesetz!)

Wie eine Durchsicht zahlreicher Gesteinsdünnschliffe zeigt, ist das Bavenoergesetz bei basischen Plagioklasen besonders in andesitischen Gesteinen gar nicht selten. Auch Manebacherzwillinge sind bei sauren (granitischen) Gesteinen und bei basischen Plagioklasen aus Andesiten (4) öfter anzutreffen, wo sie ohne Fedorow-Tisch oft übersehen werden, da sie im Schliff einem einfachen Albitzwilling ähnlich sind. Dieser Umstand hat schon *M. Goldschlag* (5) veranlaßt, auf charakteristische Merkmale bei konoskopischer Beobachtung hinzuweisen. Nach dem *Becke*schen Prinzip, mittels eines Zeichentisches gewisse konoskopische Winkel zu messen und zur An-Bestimmung zu benutzen, hat er erstmalig die Winkel zwischen den optischen Achsen $A—A^{Zw}$ und $B—B^{Zw}$ neben dem Winkel der Achsenebenen konstruktiv festgelegt und an einem Beispiel praktisch erprobt. Da der Winkel $A—A^{Zw}$ wegen des Kurvenverlaufes ungünstig ist, bleibt nur der Winkel $B—B^{Zw}$ und der Winkel der Achsenebenen verfügbar. *Eine* Messung allein ist jedoch mit der gleichen Fehlerquelle behaftet wie die Messung *einer* Auslöschungsschiefe. Die *Köhler*schen Winkelkurven ergeben aber eine Anzahl von Meßzahlen, die übereinstimmenden An-Gehalt anzeigen.

Die statistische Festlegung der Häufigkeit obiger Zwillingsgesetze ergibt ohne Zweifel ein Charakteristikum für gewisse Vorkommen und kann auf verwandtschaftliche Beziehungen innerhalb eines Gesteinskomplexes hinweisen.

Die folgenden Kurven wurden mit Hilfe der stereographischen Projektion auf Grund der Angaben der Achsenpositionen tief- und hochtemperierter Plagioklase (3) konstruiert. Für das Manebachergesetz wurden die Kurven $\alpha\alpha$, $\beta\beta$, $\gamma\gamma$, AA und BB kurvenmäßig dargestellt. Die Abweichung zwischen der Hoch- und Tieftemperaturoptik ist im Bereiche von 30 bis 70% An oft ganz beträchtlich. Mit Ausnahme der Kurve AA sind alle anderen wegen ihres Verlaufes vorzüglich verwendbar (s. Abb. 1).

Für Baveno rechts ist charakteristisch, daß der Winkel $\alpha\alpha$ stets klein ist. Da diese Kurve zur Bestimmung ungeeignet ist, wurde sie in Abb. 2 weggelassen. Auch die Kurve AA besitzt nur Kontrollwert. Günstig sind hier alle anderen Winkel, auch der zwischen den ungleichen Achsen $A—B^{Zw}$. Für das Gesetz Baveno links haben sämtliche Kurven günstigen Verlauf (s. Abb. 3 und 4).

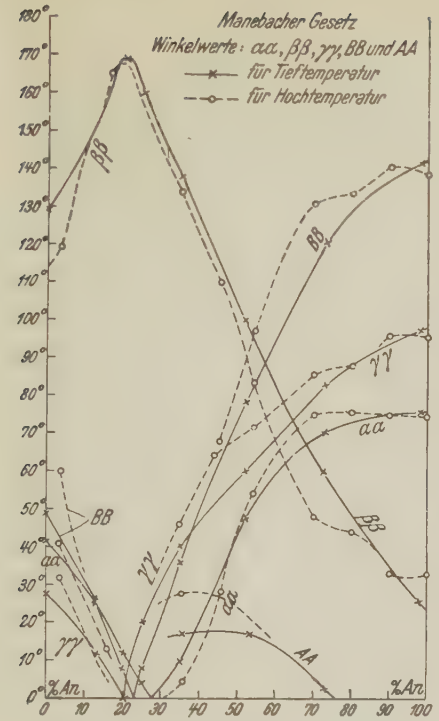


Abb. 1.

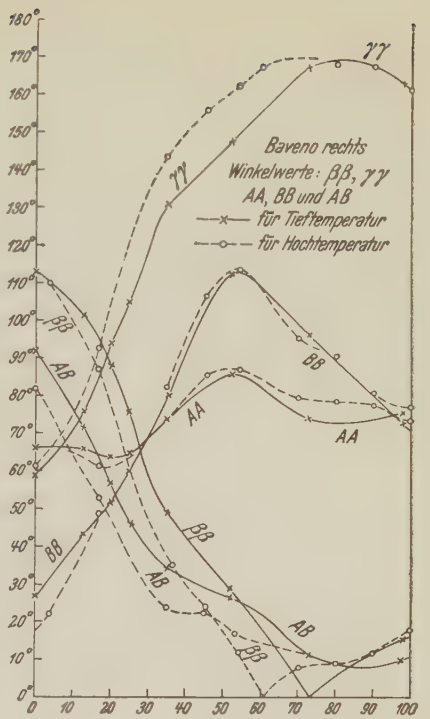


Abb. 2.

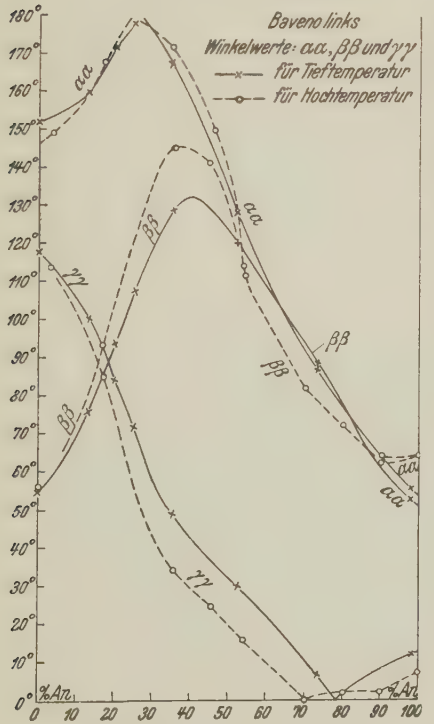


Abb. 3.

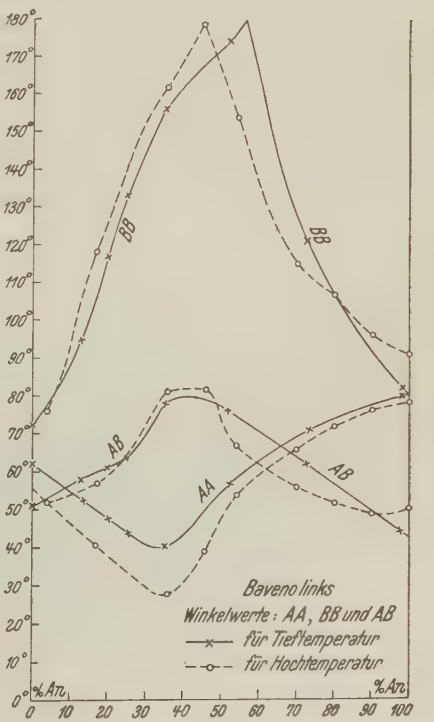


Abb. 4.

Wichtig ist die Feststellung, welche der eingemessenen optischen Achsen der A- bzw. B-Achse entspricht. Hier hilft man sich nach der Achsenlage in bezug auf den Durchkreuzungspunkt der Achsenebenen. Beim Manebachergesetz kreuzen sich diese von 0 bis 20% An zwischen A und γ, bei 20% in γ selbst [1]; hier sind die optischen Achsen nicht unterscheidbar. Bei 25% liegt die Kreuzung zwischen B und α, bei 35% und weiterhin gegen Bytownit zu wieder zwischen A und α, von 70 bis 100% unmittelbar bei A. Dadurch ist die Achse A außer im saueren Bereich sofort festlegbar.

Beim Baveno-rechts-Zwilling kreuzen sich die Achsenebenen beim Albit in der Mitte zwischen B und α, bei 13 bis 20% zwischen B und α nahe an α, von 25% bis gegen 70% zwischen A und α, stets nahe an α. Bei 73% liegen beide Achsenebenen übereinander, die Erkennung der Achsen ist somit unmöglich. Man benützt dann den Winkel zwischen den ungleichen Achsen A—B, der bei den basischen Plagioklasen bis zum Anorthit klein ist. Bei den basischen Endgliedern findet die Kreuzung in α statt, somit kann auch hier nur der kleine Winkel A $-B^{Zw}$ zur Identifizierung benutzt werden. Ein durchlaufendes Charakteristikum ist die stete Kreuzung nahe α, der Winkel $\alpha\alpha$ schwankt zwischen 0 und 20° und wird nur beim reinen Albit 30° (siehe Abb. 5). Die Kurve ist als unbenutzbar zur Bestimmung des Anorthitgehaltes in Abb. 2 weggelassen.

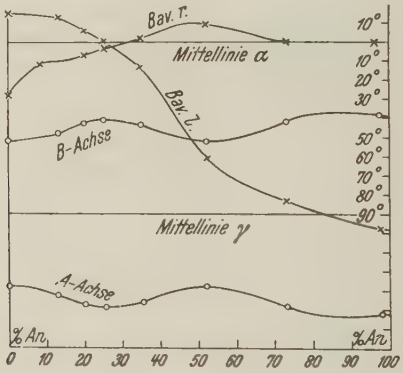


Abb. 5.

Beim Baveno-links-Zwilling erfolgt die Kreuzung der Achsenebenen vom Albit bis ungefähr 23% zwischen A und α, nahe α, dann in α selbst, von hier bis gegen 48% zwischen B und α, stets mehr gegen B rückend, bis B im Schnittpunkt liegt. Dann bis gegen

[1] Sofortige Unterscheidung vom Albit- und Periklingesetz, wo die Kreuzung bei α! stattfindet.

80% zwischen B und γ, beim Anorthit zwischen A und γ, nahe γ (siehe Abb. 5).

Im saueren Bereiche ist aus den Stereogrammen nicht sofort erschließbar, ob ein rechter oder linker Bavenoerzwilling vorliegt. Erst in der basischen Hälfte ist der Winkel $\alpha\alpha$ beim linken Zwilling größer und die Art der Durchkreuzung eine charakteristische. Im saueren Plagioklasbereich sind auch die Werte für $\alpha\alpha$, $\beta\beta$ und $\gamma\gamma$ ziemlich ähnlich bei beiden Gesetzen. Zur Erkennung, welches vorliegt, müssen daher die kleinen Werte von BB und die größeren von AA beim Baveno rechts zur Unterscheidung herangezogen werden. Im Mittelfeld der Plagioklase ist für das Baveno-rechts-Gesetz der große Winkel BB im Gegensatz zum kleinen gleichen Winkel im Baveno links kennzeichnend.

Übersichtlicher als obige Angaben sind für den Praktiker stereographische Darstellungen der Achsenlagen für die drei Gesetze. Günstig ist es dabei, nicht wie gewöhnlich den Pol von M (010) in den Mittelpunkt der Projektion zu stellen, sondern die kristallographische Normalaufstellung zu wählen. Eine solche Skizze läßt dann beim Vergleich mit dem eingemessenen Stereogramm im allgemeinen sofort das Gesetz als solches und zugleich die Lage der optischen Achsen A und B mit wenigen Ausnahmen (siehe oben) erkennen, wenn nur einigermaßen der Anorthitgehalt abgeschätzt werden kann.

Die Verwendung der unten folgenden Kurven zur reinen Anorthitbestimmung wurde an einer Anzahl von Beispielen erprobt. Es ergab sich stets eine Genauigkeit, wie sie *A. Köhler* fordert und die Winkelwerte führten zu den gleichen An-Prozenten wie die Winkel, die an gleichzeitig auftretenden anderen Zwillingslamellen eingemessen werden konnten, so daß eine Angabe von Meßbeispielen der Kürze wegen entfallen kann.

Literatur.

1. *A. Köhler*, Die Abhängigkeit der Plagioklasoptik vom vorangegangenen Wärmeverhalten. Min. petr. Mitt. *53*, 24—49, 1941 und Drehtischmessungen an Plagioklaszwillingen von Tief- und Hochtemperaturoptik. Ebenda 159—179. — 2. *H. Scholler*, Versuche zur Temperaturabhängigkeit der Plagioklasoptik. Ebenda 180—221. — 3. *H. Tertsch*, Zur Hochtemperaturoptik basischer Plagioklase. Ebenda *54*, 193—217, 1942 und Untersuchung über die Hochtemperaturoptik saurer Plagioklase. Ebenda 55, 307—325, 1944. — 4. *G. Paliuc*, Untersuchungen der Plagioklase einiger tertiärer Ergußgesteine Siebenbürgens mittels des Universaldrehtisches. Schweiz. Min. petr. Mitt. *12*, 423—444, 1932. — 5. *M. Goldschlag*, Bestimmung der Plagioklaszwillinge nach P (001) im konvergenten Licht. Min. petr. Mitt. *33*, 356—358, 1915.

Aus dem Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Graz.

Röntgenuntersuchungen an Kleinit.

Von

Haymo Heritsch.

Mit 1 Textabbildung.

(Eingelangt am 1. November 1948.)

Inhalt: Natürlicher Kleinit von Terlingua liefert Röntgendiagramme, die sich durch eine hexagonale Zelle mit $a_0 = 13{,}56$ Å und $c_0 = 11{,}1_3$ Å indizieren lassen. Als wahrscheinliche Raumgruppe ist D^4_{6h} anzusehen. Durch die Annahme des Quecksilbers in den Positionen 2 (a) ooo; 6 (h) $^1/_2$ o $^1/_4$; beide nur zur Hälfte besetzt, und 6 (h) $^1/_6$ $^1/_3$ $^1/_4$; 12 (k) $^1/_4$ $^1/_2$ o; 12 (i) $^1/_4$ oo lassen sich die Intensitäten im wesentlichen befriedigend erklären.

Über Kleinit gibt es eine Reihe von älteren Arbeiten, von denen besonders die von *W. F. Hillebrand* und *W. T. Schaller* (1) sich mit der chemischen Zusammensetzung des Kleinites beschäftigt. In dieser Arbeit, wie auch in den Zusammenfassungen von *C. Doelter (2)* und von *C. Hintze* (3) ist auf die älteren Arbeiten, auch die von *Sachs* (4) eingegangen. Auch auf Grund der sehr eingehenden analytischen Studien von *Hillebrand* und *Schaller* (1) gelang es nicht, eine Formel für die chemische Zusammensetzung des Kleinites aufzustellen. Dieses ist auch mir nicht gelungen, doch konnten zu den schon bekannten Daten noch Röntgenangaben hinzugefügt werden.

Als Untersuchungsmaterial stand mir eine kleine Druse von Kleinitkristallen von Terlingua zur Verfügung, die einige wenige, für Röntgenuntersuchungen brauchbare Kristalle lieferte und die aus der mineralogischen Sammlung des steirischen Landesmuseums Joanneum stammt. Herrn Dr. *E. Krajicek* möchte ich auch an dieser Stelle für die Möglichkeit der Benützung dieses Materiales danken.

Kleinit ist durch sein merkwürdiges optisches Verhalten gekennzeichnet: ein, der hexagonalen Kristallgestalt entsprechendes, optisches Verhalten ist an den Kristallen nicht zu beobachten sondern stellt sich erst nach (1) bei Erhitzen auf ungefähr 130° ein. Dann ist Kleinit optisch einachsig positiv, ein Zustand, der auch bei Abkühlung erhalten bleibt. Nicht vorbehandelte Kristalle scheinen nach (1) aus feinsten triklinen Kristallen zu bestehen. Überraschender Weise lieferte eine versuchsweise hergestellte Drehkristallaufnahme von einem nicht vorher erhitzten Kristall ein gutes Diagramm, so daß noch weitere Aufnahmen gemacht wurden.

Kleinit, Drehkristallaufnahme um [0001]

Kristallgröße etwa 0,1 mm, ungefilterte Cu_K-Strahlung, 35 KV, 9 mA, 9 Stunden.

Äquator.

Intensität	ϑ	$\sin^2\vartheta$	Index	$s \times \frac{\lambda^2}{3a^2}$
s	7°24'	0,0166	$20\bar{2}0$	$4 \times 0{,}00415$
s	13°48'	0,0569	β von $40\bar{4}0$	
stst	15°18'	0,0696	$40\bar{4}0$	16×0.00435
ss	19°18'	0,1092	$50\bar{5}0$	$25 \times 0{,}00436$
s	20°24'	0,1215	$42\bar{6}0$	$28 \times 0{,}00434$
ss	23°24'	0,1577	$60\bar{6}0$	$36 \times 0{,}00437$
s	24°18'	0,1693	$52\bar{7}0$ + β von $44\bar{8}0$	$39 \times 0{,}00435$
ss	25°18'	0,1826	β von $62\bar{8}0$	
st	27°06'	0,2075	$44\bar{8}0$	$48 \times 0{,}00431$
m	28°12'	0,2233	$62\bar{8}0$ + β von $80\bar{8}0$	$52 \times 0{,}00430$
ss	29°42'	0,2455	$71\bar{8}0$	57×0.00430
st	31°42'	0,2761	$80\bar{8}0$	$64 \times 0{,}00431$
m	34°48'	0,3257	$6.4.\bar{10}.0$	$76 \times 0{,}00428$
s	38°48'	0,3926	$6.5.\bar{11}.0$, $9.1.\bar{10}.0$ + β von $8.4.\bar{12}.0$	$91 \times 0{,}00432$
ss	41°06'	0,4321	$10.0.\bar{10}.0$	$100 \times 0{,}00432$
st	44°00'	0,4826	$8.4.\bar{12}.0$	$112 \times 0{,}00430$
s	45°12'	0,5035	$9.3.\bar{12}.0$ + β von $12.0.\bar{12}.0$	$117 \times 0{,}00430$
s	47°00'	0,5349	$10.2.\bar{12}.0$	$124 \times 0{,}00430$
s	49°12'	0,5730	$11.1.\bar{12}.0$, $9.4.\bar{13}.0$	$133 \times 0{,}00431$
st	51°54'	0,6193	$12.0.\bar{12}.0$	$144 \times 0{,}00430$
s	52°54'	0,6361	$8.6.\bar{14}.0$	$148 \times 0{,}00430$
m	55°06'	0,6726	$10.4.\bar{14}.0$ + β von $8\,8.\bar{16}.0$	$156 \times 0{,}00431$
ss?	55°54'	0,6857	β von $14.0.\bar{14}.0$ und $10.6.\bar{16}.0$	
s	58°36'	0,7285	$13.0.\bar{13}.0$, $8.7.\bar{15}.0$ + β von $12.4.\bar{16}.0$	$169 \times 0{,}00431$
s	59°24'	0,7409	$12.2\,\bar{14}.0$	$172 \times 0{,}00431$
ss?	64°24'	0,8133	$12.3.\bar{15}.0$	$189 \times 0{,}00430$
st	65°24'	0,8267	$8.8.\bar{16}.0$	$192 \times 0{,}00430$
m	66°36'	0,8423	$14.0.\bar{14}.0$, $10.6\,\bar{16}.0$	$196 \times 0{,}00430$
ss	68°24'	0,8645	$11.5.\bar{16}.0$	$201 \times 0{,}00430$
st	71°00'	0,8940	$12.4.\bar{16}.0$	$208 \times 0{,}00430$

An prismatischen Kristallen verschiedener Dicke um [0001] hergestellte Drehkristallaufnahmen ergaben immer gute Resultate. Im folgenden sind die Auswertungen zweier solcher Aufnahmen wiedergegeben. Die Belichtungszeiten sind etwas länger gewählt, als normalerweise üblich. Es hängt das besonders von dem Auftreten schwacher Reflexe ab, die deshalb wichtig sind, weil sie die Wahl für ein doppelt so großes a_0 notwendig machen, als aus den starken Reflexen allein folgen würde.

Aus den Drehkristallaufnahmen um [0001] ergibt sich für die Periode der Drehachse ein c_0 von 11,1 A; dieser Wert ist aber nicht besonders genau, weil die Reflexe stark in die Länge gezogen sind.

1. Schichtlinie.

Intensität	ϑ	$\sin^2\vartheta$	Index	$\sin^2\vartheta - 0{,}0048$	$s \times \frac{\lambda^2}{3a^2}$
s	8°40′	0,0227	$20\bar{2}1$	0,0179	$4 \times 0{,}00447$
m	15°52′	0,0748	$40\bar{4}1$	0,0700	$16 \times 0{,}00438$
s	20°54′	0,1273	$42\bar{6}1$	0,1225	$28 \times 0{,}00438$
s	28°27′	0,2269	$62\bar{8}1$	0,2221	$52 \times 0{,}00425$
ss	32°08′	0,2829	$80\bar{8}1$	0,2781	$64 \times 0{,}00435$
ss	35°12′	0,3323	$6.4.\bar{10}.1$	0,3275	$76 \times 0{,}00430$
s	41°29′	0,4388	$10.0.\bar{10}.1$	0,4340	$100 \times 0{,}00434$
s	44°21′	0,4887	$8.4.\bar{12}.1$	0,4839	$112 \times 0{,}00432$
s	47°15′	0,5393	$10.2.\bar{12}.1$	0,5345	$124 \times 0{,}00430$
s	53°19′	0,6430	$8.6.\bar{14}.1$	0,6382	$148 \times 0{,}00433$
s	59°49′	0,7472	$12.2.\bar{14}.1$	0,7424	$172 \times 0{,}00431$
s	67°04′	0,8482	$14.0\,\bar{14}.1$ $10.6.\bar{16}.1$	0,8434	$196 \times 0{,}00430$

2. Schichtlinie.

Intensität	ϑ	$\sin^2\vartheta$	Index	$\sin^2\vartheta - 0{,}0190$	$s \times \frac{\lambda^2}{3a^2}$
s	11°03′	0,0367	$20\bar{2}2$	0,0177	$4 \times 0{,}00442$
st	15°32′	0,0717	$22\bar{4}2$	0,0527	$12 \times 0{,}00439$
stst	17°20′	0,0887	$40\bar{4}2$	0,0697	$16 \times 0{,}00435$
s	22°02′	0,1407	$42\bar{6}2$	0,1217	$28 \times 0{,}00435$
st	24°43′	0,1748	$60\bar{6}2$	0,1558	$36 \times 0{,}00432$
s	28°28′	0,2272	$44\bar{8}2$	0,2082	$48 \times 0{,}00434$
s	29°29′	0,2423	$62\bar{8}2$	0,2233	$52 \times 0{,}00429$
st	33°00′	0,2966	$80\bar{8}2$	0,2776	$64 \times 0{,}00433$
ss	33°53′	0,3109	$72\bar{9}2$	0,2919	$67 \times 0{,}00435$
ss	35°16′	0,3334	$81\bar{9}2$	0,3144	$73 \times 0{,}00430$
ss?	36°01′	0,3458	$6.4.\bar{10}.2$	0,3268	$76 \times 0{,}00430$

Intensität	ϑ	$\sin^2\vartheta$	Index	$\sin^2\vartheta - 0{,}0190$	$s \times \frac{\lambda^2}{3\,a^2}$
st	38°06′	0,3807	8.2.$\bar{10}$.2	0,3617	84×0,00431
s?	40°00′	0,4132	6.5.$\bar{11}$.2 9.1.$\bar{10}$.2	0,3942	91×0,00432
m	44°10′	0,4854	6.6.$\bar{12}$.2	0,4664	108×0,00432
stst	45°15′	0,5044	8.4.$\bar{12}$.2	0,4854	112×0,00433
ss?	46°18′	0,5227	9.3.$\bar{12}$.2	0,5037	117×0,00430
s	53°02′	0,6383	12.0.$\bar{12}$.2	0,6193	144×0,00430
m	56°11′	0,6902	10.4.$\bar{14}$.2	0,6712	156×0,00431
s	59°51′	0,7477	8.7.$\bar{15}$.2 13.0.$\bar{13}$.2	0,7287	169×0,00431
m	66°52′	0,8457	8.8.$\bar{16}$.2	0,8267	192×0,00430
s	67°51′	0,8578	14.0.$\bar{14}$.2 10.6.$\bar{16}$.2	0,8388	196×0,00428
s	69°37′	0,8787	11.5.$\bar{16}$.2	0,8597	201×0,00428
stst	72°31′	0,9098	12.4.$\bar{16}$.2	0,8908	208×0,00428

3. Schichtlinie.

Intensität	ϑ	$\sin^2\vartheta$	Index	$\sin^2\vartheta - 0{,}04277$	$s \times \frac{\lambda^2}{3\,a^2}$
s	19°45′	0,1141	40$\bar{4}$3	0,0713	16×0,00445
s	24°04′	0,1662	42$\bar{6}$3	0,1234	28×0,00440
s	31°14′	0,2689	62$\bar{8}$3	0,2261	52×0,00435
ss?	34°22′	0,3187	80$\bar{8}$3	0,2759	64×0,00431
ss	37°17′	0,3669	6.4.$\bar{10}$.3	0,3241	76×0,00426
ss	43°27′	0,4730	10.0.$\bar{10}$.3	0,4302	100×0,00430
ss	46°36′	0,5279	8.4.$\bar{12}$ 3	0,4851	112×0,00432

4. Schichtlinie.

Intensität	ϑ	$\sin^2\vartheta$	Index	$\sin^2\vartheta - 0{,}0760$	$s \times \frac{\lambda^2}{3\,a^2}$
stst	22°34′	0,1473	40$\bar{4}$4	0,0713	16×0,00445
s	26°33′	0,1998	42$\bar{6}$4	0,1238	28×0,00442
ss?	29°07′	0,2368	60$\bar{6}$4	0,1608	36×0,00446
stst	32°15′	0,2848	44$\bar{8}$4	0,2088	48×0,00434
s	33°17′	0,3011	62$\bar{8}$4	0,2251	52×0,00432
ss	34°44′	0,3246	71$\bar{8}$4	0,2486	57×0,00435
st	36°30′	0,3538	80$\bar{8}$4	0,2778	64×0,00433
m	39°34′	0,4057	6.4.$\bar{10}$.4	0,3297	76×0,00433
ss	45°13′	0,5038	10.0.$\bar{10}$ 4	0,4278	100×0,00428
st	48°20′	0,5581	8.4.$\bar{12}$.4	0,4821	112×0,00430

Intensität	ϑ	$\sin^2\vartheta$	Index	$\sin^2\vartheta - 0{,}0760$	$s \times \frac{\lambda^2}{3a^2}$
s	51°14'	0,6080	10.2.$\bar{1}\bar{2}$.4	0,5320	124×0,00429
s	53°24'	0,6445	11.1.$\bar{1}\bar{2}$.4 9.4.$\bar{1}\bar{3}$.4	0,5685	133×0,00427
st	56°16'	0,6914	12.0.$\bar{1}\bar{2}$.4	0,6154	144×0,00427
ss	57°22'	0,7092	8.6.$\bar{1}\bar{4}$.4	0,6332	148×0,00427
s+	64°24'	0,8133	12.2.$\bar{1}\bar{4}$.4	0,7373	172×0,00428

Der innerste Reflex des Äquators ist nur auf einer Seite entwickelt, weshalb die Vermessung nicht eindeutig möglich ist.

Zur Ausschaltung von β-Linien und zur Kontrolle des Faktors $\frac{\lambda^2}{3a^2}$ diente eine Drehaufnahme um [0001] mit Ni-Filter an einem Kristall mit etwa 1 mm Durchmesser. Die gefundenen ϑ sind mit einer Korrektur für die Kristalldicke versehen. Zur Wiedergabe kommt nur der Äquator.

Kleinit, Drehkristallaufnahme um [0001]

$Cu_{K\alpha}$ 35 KV, 9mA, Ni — Folie 18 Stunden, Kristalldurchmesser 1 mm. Die Reflexe sind von Mitte zu Mitte vermessen und die ϑ des Äquators mit $-\rho\,(1+\cos 2\vartheta)$ korrigiert, vgl. Halla—Mark (5).

Äquator.

Intensität	ϑ	$\sin^2\vartheta$	Index	$s \times \frac{\lambda^2}{3a^2}$
s+	7°33'	0,0172	20$\bar{2}$0	4×0,00430
stst	15°13'	0,0688	40$\bar{4}$0	16×0,00430
sss	19°14'	0,1085	50$\bar{5}$0	25×0,00434
ss	20°17'	0,1202	42$\bar{6}$0	28×0,00430
sss	23°10'	0,1548	60$\bar{6}$0	36×0,00430
st	26°59'	0,2059	44$\bar{8}$0	48×0,00430
s+	28°11'	0,2231	62$\bar{8}$0	52×0,00429
st	31°34'	0,2741	80$\bar{8}$0	64×0,00428
s	34°48'	0,3257	6.4.$\bar{1}\bar{0}$.0	76×0,00427
ss	40°52'	0,4284	10 0.$\bar{1}\bar{0}$.0	100×0,00428
st	43°51'	0,4800	8.4.$\bar{1}\bar{2}$.0	112×0,00429
s	46°50'	0,5320	10.2.$\bar{1}\bar{2}$.0	124×0,00429
ss	49°07'	0,5716	11.1.$\bar{1}\bar{2}$.0 9.4.$\bar{1}\bar{3}$.0	133×0,00430
st	51°52'	0,6188	12.0.$\bar{1}\bar{2}$.0	144×0,00429
s	52°49'	0,6348	8.6.$\bar{1}\bar{4}$.0	148×0,00429

Für den Faktor erscheint damit als bester Wert $\frac{\lambda^2}{3a^2} = 0{,}00429$ bis 0,00430. Daraus wird $a_0 = 13{,}5_6$ A.

Bei auf [0001] senkrechtem Einfall erhält man 4 Schichtlinien. Um auch noch höhere Schichtlinien zu bekommen, machte ich eine Drehkristallaufnahme mit schiefem Einfall $\rho_s = 59^0\,04'$ (Bezeichnungsweise Halla-Mark 5). Die langgezogenen und schiefen Reflexe machen eine genaue Vermessung unmöglich, doch reicht es wohl hin, um die Reflexe zu identifizieren und um einen Überblick über die Itensitäten der höheren Schichtlinien zu bekommen. Von der Wiederholung der 1. bis 4. Schichtlinie ist dabei abgesehen und nur die 6. und 8. Schichtlinie werden im folgenden angegeben. Die ungeraden Schichtlinien der hohen Ordnungen sind ebenfalls sehr schwach entwickelt und wurden nicht vermessen.

Kleinit, Drehkristallaufnahme um [0001]
$\rho_S = 59^0 40'$, Cu_K, 35 KV, 9 mA, 12 Stunden.

6. Schichtlinie.

Intensität	ϑ	$\sin^2\vartheta$	Index	$\sin^2\vartheta - 0{,}173$	$s \times \frac{\lambda^2}{3a^2}$
ststst	28°33'	0,228	$22\bar{4}6$	0,055	$12 \times 0{,}0046$
ststst	29°40'	0,245	$40\bar{4}6$	0,072	$16 \times 0{,}0045$
s	32°58'	0,296	$42\bar{6}6$	0,123	$28 \times 0{,}0044$
st	35°18'	0,334	$60\bar{6}6$	0,161	$36 \times 0{,}0045$
s	37°54'	0,377	$44\bar{8}6$	0,204	$48 \times 0{,}0043$
st	41°49'	0,447	$80\bar{8}6$	0,274	$64 \times 0{,}0043$
st	46°38'	0,528	$8.2.\bar{10}.6$	0,355	$84 \times 0{,}0042$
st	53°12'	0,641	$6\,6.\bar{12}\,6$	0,468	$108 \times 0{,}0043$

8. Schichtlinie.

Intensität	ϑ	$\sin^2\vartheta$	Index	$\sin^2\vartheta - 0{,}308$	$s \times \frac{\lambda^2}{3a^2}$
st	38°09'	0,381	$40\bar{4}8$	0,073	$16 \times 0{,}0046$
st	45°45'	0,513	$44\bar{8}8$	0,195	$48 \times 0{,}0041$
s	47°51'	0,549	$80\bar{8}8$	0,241	$64 \times 0{,}0038$
ss	52°29'	0,629	$6.4.\bar{10}.8$	0,321	$76 \times 0{,}0042$
s	61°43'	0,775	$8.4.\bar{12}.8$	0,457	$112 \times 0{,}0041$

Die ϑ der 8. Schichtlinie sind durch die weite Auseinanderzerrung der Reflexe und durch ihre Schiefstellung sehr ungenau. Es stimmt aber die Aufeinanderfolge mit dem Äquator und der 4. Schichtlinie gut überein, so daß die Reflexe wohl richtig identifiziert sind.

Drehkristallaufnahmen um Richtungen normal zu [0001] liefern Diagramme, die zwar eine Andeutung von Schichtlinien und Vierpunktern, jedoch auch eine so starke Verblockung zeigen, daß eine Auswertung zur Kontrolle von a_0 unmöglich erscheint. Durch Wahl von verschiedenen Richtungen normal zu [0001] lassen sich aber die Basisreflexionen feststellen. Unter Ausscheidung der den Aufnahmen nicht gemeinsamen Reflexe ergibt sich die folgende Tabelle.

Basisreflexionen [0001]

Intensität	ϑ	$\sin^2 \vartheta$	Index	$l^2 \times \frac{\lambda^2}{4c^2}$
stst	16°12'	0,0778	0004	16×0,00486
	16°12'	0,0778		16×0,00486
s	24°18'	0,1693	0006	36×0,00471
	24°30'	0,1720		36×0,00477
st+	33°30'	0,3046	0008	64×0,00476
	33°24'	0,3030		64×0,00474
st	56°00'	0,6873	0.0.0.12	144×0,00477
	56°00'	0,6873		144×0,00477

Aus dem Mittelwert für $\frac{\lambda^2}{4c^2} = 0{,}00478$ folgt für $c_0 = 11{,}13$ Å.

Mehrfache Versuche normal zu (0001) Laueaufnahmen zu bekommen ergaben keine, der Güte der Drehaufnahme entsprechenden, Resultate. An Stelle von einfachen Reflexen erscheinen immer mehrere (Verblockung). Eine Aufnahme mit 40 mm Kristall-Plattenabstand und 37 KV brachte folgende Reflexe, deren Identifizierung auf Grund der schlechten Qualität nicht für alle Reflexe vollkommen gesichert ist: 40$\bar{4}$1 st; 10.0.$\bar{1}$0.3 ss; 8083 ss; 2241 ss; 4261 ss; 6.4.$\bar{1}$0.3 oder 2131 ss. Diese Indizes geben die *Miller*schen Indizes, die Ordnungen sind nicht berücksichtigt. Trotz der recht mäßigen Qualität der Aufnahmen ist aber aus der Anlage der Reflexe, insbesondere dem 12fachen Auftreten der Reflexe allgemeiner Lage, die Lauesymmetrie D_{6h} zu erkennen.

Die Auswertung der Dreh- und Laueaufnahmen zeigt also, daß sich alle Reflexe mit einer hexagonalen Zelle indizieren lassen. Die Dimensionen dieser hexagonalen Zelle sind: $a_0 = 13{,}5_6$ A, $c_0 = 11{,}1_3$ A. Daraus folgt ein Achsenverhältnis $a:c = 1:0{,}821$. *Hillebrand* und *Schaller* bestimmten (1) ein kristallographisches Achsenverhältnis $a:c = 1:1{,}6642 = 1:2 \,.\, 0{,}8321$. Wenn man also das kristallographische Achsenverhältnis dem röntgenographischen anpassen will, so muß man c halbieren. Die kristallographisch und

röntgenographisch bestimmten Werte stimmen in Anbetracht der, von *Hillebrand* und *Schaller* (1), erwähnten und auch an den, von mir untersuchten Kristallen, gefundenen, schlechten Beschaffenheit der Kristalle (gekrümmte Flächen) recht gut überein. Will man ferner die wenigen Flächen des Kleinites durch das röntgenographisch gefundene Achsenverhältnis ausdrücken, so ist die Tabelle von *Hillebrand* und *Schaller* folgendermaßen abzuändern.

Kristallographische Formen des Kleinites.

Fläche	Hillebrand und Schaller (1)				röntgenographisch			
	Bravais	Gdt	φ	ρ	Bravais	Gdt	φ	ρ
c	0001	0	—	0°00′	0001	0	—	0°00′
m	$10\bar{1}0$	$\infty 0$	0°00′	90°00′	1010	$\infty 0$	0°00′	90°00′
a	$11\bar{2}0$	∞	30°00′	90°00′	$11\bar{2}0$	∞	30°00′	90°00′
x	1012	$^1/_2 0$	0°00′	43°51′	1011	10	0°00′	43°27′
p	$10\bar{1}1$	10	0°00′	62°31′	$20\bar{2}1$	20	0°00′	62°10′

Die Ausbildung der hier untersuchten Kristalle entspricht völlig der Beschreibung bei *Hillebrand* und *Schaller* (1).

Die Frage, welcher Kristallklasse und Raumgruppe Kleinit zugehört, muß bei Berücksichtigung der dabei benützten Röntgendaten in Rechnung stellen, daß auf Grund der Streuverhältnisse für Hg, Cl, O und einige andere untergeordnete und fragliche Bestandteile die Intensitäten der Reflexe fast nur von Hg abhängen. Daher ist es immerhin möglich, daß die als wahrscheinlich abgeleitete Raumgruppe nur für das Quecksilbergitter gilt.

Mit der Lauesymmetrie D_{6h}, die aus den Laueaufnahmen erschlossen werden kann, sind die Kristallklassen D_{6h}, D_6, C_{6v}, D_{3h} verträglich. Die Auslöschungsregeln aus der Reflexstatistik sind:

hkil in allen Ordnungen vorhanden
h.h.2h.l nur mit $l = 2n$ vorhanden
hohl in allen Ordnungen vorhanden
oool nur mit $l = 2n$ vorhanden.

Diese Regeln sind für D^4_{6h}, C^1_{6v} und D^1_{3h} charakteristisch. Gegen D_{3h} spricht das Auftreten des zweiten hexagonalen Prismas. Die schmalen Flächen, die das Hauptprisma abstumpfen, sind wohl nicht als die beiden trigonalen Prismen aufzufassen. Gegen C_{6v} spricht die von *Hillebrand* und *Schaller* beschriebene Entwicklung der Kristalle, die eine horizontale Symmetrieebene erfordert. Untersuchungen von Ätzfiguren liegen nicht vor und die Versuche, an

dem vorliegenden spärlichen Material solche herzustellen, führten zu keinen befriedigend deutbaren Ergebnissen. Als wahrscheinliche Raumgruppe ist daher D_{6h}^4 anzusehen.

Versuche, die Struktur des Kleinites zu bestimmen, müssen, wie schon früher bei der Raumgruppenbestimmung erwähnt, darauf Rücksicht nehmen, daß die Intensitäten im wesentlichen nur durch Quecksilber bestimmt sind. Daher können nur die Quecksilberlagen bei einer Intensitätsrechnung festgelegt werden.

Außerdem kommt noch hinzu, daß die Formel des Kleinits unbekannt ist. Es kann daher auch die Zahl der Formeleinheiten nicht in der üblichen Weise bestimmt werden. Aber die Zahl der Quecksilber-Ionen in der Zelle ist aus der Analyse, die etwa 86% Hg ausweist, festzulegen. Leider liegen auch weit auseinandergehende Werte des spezifischen Gewichtes vor. *Sachs* (4) gibt $d = 7{,}441$ und *Hillebrand* und *Schaller* geben $d = 7{,}9$ bis 8,0. Leider konnte ich mit dem geringen, mir zur Verfügung stehenden Material keine Bestimmung des spezifischen Gewichtes machen.

Das Volumen der Zelle ist aus den oben angegebenen Konstanten $V = 1769$ Å^3. Bei 86% Quecksilber errechnet man mit $d = 8{,}00$ eine Zahl von 36,5 Hg-Ionen pro Elementarzelle. Für den Wert $d = 7{,}441$ berechnet man 34 Hg-Ionen pro Elementarzelle.

Um eine entsprechende Anordnung von 34 bis 36 Hg-Ionen zu erzielen, sind einige Tatsachen der Intensitätsverteilung zu berücksichtigen. Die Intensität der Basisreflexionen (für $l = 4n$ sehr stark, für $l = 4n + 2$ schwach) und der Intensitätsverlauf der Schichtlinien in den Drehkristallaufnahmen um [0001] (0., 4. und 8. Schichtlinie sind untereinander gleich im Intensitätsverlauf; ebenso sind die 2. und 6. Schichtlinie einander gleich) lassen auf eine Verteilung der Hg-Ionen in $^1/_4$ z, $^1/_2$ z, $^3/_4$ z schließen, wobei aber $^1/_4$ z und $^1/_2$ z usw. nicht mit gleich viel Hg-Ionen besetzt sind. Weiter hat a_0 eine Pseudoperiode mit der halben Achsenlänge und ebenso ist die schwache Entwicklung der ungeraden Schichtlinien zu berücksichtigen.

Nach einigen Versuchen erhielt ich folgende Punktlagen (Bezeichnung nach internationalen Tabellen 6) für die Hg-Ionen:

2	(a)	000		
6	(h)	x, 2x, $\frac{1}{4}$	mit $x = \frac{1}{2}$	zur Hälfte besetzt
6	(h)	x, 2x, $\frac{1}{4}$	mit $x = \frac{1}{6}$	
12	(k)	x, 2x, z	mit $x = \frac{1}{4}$ und $z = 0$	
12	(i)	x0′)	mit $x = \frac{1}{4}$	

Wären alle Positionen besetzt, so ergäbe das 38 Hg pro Zelle. Durch die oben angedeutete Annahme, daß ein Teil der Positionen nicht besetzt ist, enthielte die Zelle 34 Hg-Ionen.

Die Punktlagen sind in der Abb. 1 für die halbe Zelle (bis einschließlich $z = {}^1/_2$) als Projektion auf (0001) dargestellt. Quecksilber ist mit Hg^{+2} angenommen und der Ionenradius maßstäblich zur Zellgröße gezeichnet.

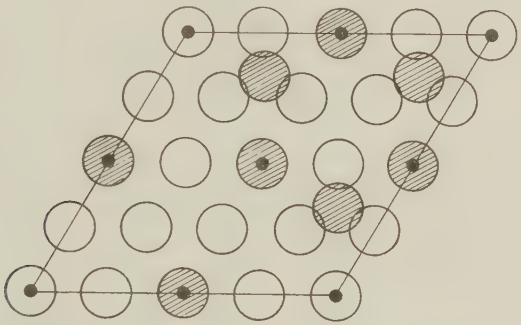


Abb. 1. Kleinit, Projektion der Quecksilberposition der halben Zelle auf (0001).
Es bedeuten: Quecksilber in $z = 0$ und $z = {}^1/_2$: leere Kreise
Quecksilber in $z = {}^1/_4$: schraffierte Kreise.
Positionen, die statistisch nur zur Hälfte besetzt sind, sind durch einen Punkt in der Mitte gekennzeichnet.

Die folgende Tabelle gibt den Vergleich der mit dem genannten Strukturvorschlag (34 Hg-Ionen) berechneten Intensitäten mit den Intensitäten der besten Drehaufnahme. Einige Reflexe wurden photometriert. Die gewonnenen Werte sind umgerechnet, um sie mit den gerechneten vergleichen zu können. Für die Photometrierung mit dem Zeiss'schen Photometer des physikalisch-chemischen Institutes der Universität Graz möchte ich Herrn Prof. *O. Kratky* auch an dieser Stelle meinen Dank aussprechen.

In der Tabelle sind als Abkürzungen verwendet: I_g = geschätzte Intensität, I_b = berechnete Intensität, I_p = photometrierte Intensität; ss = sehr schwach, s = schwach, m = mittel, st = stark, stst = sehr stark.

Bei den berechneten Intensitäten ist kein Faktor für die Schichtlinie berücksichtigt, so daß nur jede Schichtlinie in sich vergleichbar ist. Dasselbe gilt für die photometrierten Intensitäten, die jeweils auf die berechneten Intensitäten innerhalb einer Schichtlinie umgerechnet sind.

Vergleichstabelle über beobachtete und berechnete Intensitäten.

hki	l = 0			l = 1		l = 2			l = 3		l = 4		
	Ig.	Ib.	Ip.	Ig.	Ib.	Ig.	Ib.	Ip.	Ig	Ib.	Ig.	Ib.	Ip,
$10\bar{1}$	—	0,9		—	1,4	—	0,3		—	0,6	—	0,1	
112	—	1,8		—	0,0	—	4,5		—	0,0	—	0,5	
202	s	18,9	9,0	s	9,2	s	10,5		—	4,4	s?	5,6	
213	—	0,6		—	1,4	—	0,4		—	0,8	—	0,2	
$30\bar{3}$	—	0,9		—	0,0	—	2,8		—	0,0	—	0,4	
$22\bar{4}$	—	0,8		—	0,0	st	39,6	21,4	—	0,0	—	0,3	
$31\bar{4}$	—	0,4		—	1,0	—	0,3		—	0,6	—	0,2	
$40\bar{4}$	stst	96,7	94,5	s+	3,9	stst	75,3	57,5	s	2,7	stst	46,4	44,2
$32\bar{5}$	—	0,3		—	0,7	—	0,2		—	0,5	—	0,1	
$41\bar{5}$	—	0,9		—	0,0	—	3,3		—	0,0	—	0,5	
$50\bar{5}$	ss	0,1		—	0,3	—	0,9		—	0,2	—	0,1	
336	—	0,4		—	0,0	—	1,3		—	0,0	—	0,2	
426	s	9,0		s	4,7	s	7,5	9,4	s	3,4	s	5,1	
$51\bar{6}$	—	0,2		—	0,5	—	0,1		—	0,3	—	0,1	
$60\bar{6}$	ss	0,3	2,2	—	0,0	st	16,0	26,2	—	0,0	ss?	0,2	
437	—	0,1		—	0,4	—	0,1		—	0,3	—	0,1	
$52\bar{7}$	—	0,5		—	0,0	—	1,8		—	0,0	—	0,3	
617	—	0,1		—	0,3	—	0,1		—	0,2	—	0,1	
448	st	57,1	45,0	—	0,0	s	11,4	6,1	—	0,0	stst	41,6	48,4
$70\bar{7}$ / $53\bar{8}$	—	0,1		—	0,4	—	1,3		—	0,3	—	0,1	
628	m	4,2	23,0	s	2,3	s	4,0		s	2,0	s	3,1	
$71\bar{8}$	ss	0,3		—	0,0	—	1,2		—	0,0	ss	0,3	
$54\bar{9}$	—	0,1		—	0,2	—	0,1		—	0,2	—	0,1	
639	—	0,3		—	0,0	—	1,1		—	0,0	—	0,2	
808	st	22,9	33,0	ss	1,0	st	22,2	29,6	ss?	0,9	st	17,2	19,3
$72\bar{9}$	—	0,1		—	0,2	ss	0,1		—	0,2	—	0,1	
$81\bar{9}$	—	0,1		—	0,2	ss	0,1		—	0,2	—	0,0	
$5.5.\bar{10}$	—	0,1		—	0,0	—	0,5		—	0,0	—	0,1	
$6.4.\bar{10}$	m	3,0	8,1	ss	1,7	ss	2,8		ss	1,4	m	2,3	
$7.3.\bar{10}$	—	0,1		—	0,2	—	0,1		—	0,1	—	0,1	
$90\bar{9}$	—	0,1		—	0,0	—	0,4		—	0,0	—	0,1	
$8.2.\bar{10}$	—	0,2		—	0,0	st	13,3	14,3	—	0,0	—	0,2	
$6.5.\bar{11}$ / $9.1.\bar{10}$	—	0,0		—	0,3	s?	0,1		—	0,3	—	0,1	
$7.4.\bar{11}$	—	0,2		—	0,0	—	0,7		—	0,0	—	0,2	
$8.3.\bar{11}$	—	0,0		—	0,1	—	0,0		—	0,1	—	0,0	
$10.0.\bar{10}$	ss	1,1		s	0,6	—	1,0		ss	0,6	ss	1,0	
$9.2.\bar{11}$	—	0,0		—	0,1	—	0,4		—	0,1	—	0,0	
$6.6.\bar{12}$	—	0,1		—	0,0	m	5,4	5,3	—	0,0	—	0,1	
$7.5.\bar{12}$	—	0,0		—	0,1	—	0,0		—	0,1	—	0,0	
$10.1.\bar{11}$	—	0,1		—	0,0	—	0,7		—	0,0	—	0,1	
$8.4.\bar{12}$	st	26,4	23,4	s	1,1	stst	25,6	31,2	ss	1,1	st	24,2	18,0

hki	l = 0			l = 1		l = 2			l = 3		l = 4		
	Ig.	Ib.	Ip.	Ig.	Ib.	Ig	Ib.	Ip.	Ig.	Ib.	Ig.	Ib.	Ip.
9.3.$\bar{1}$2	—	0,1		—	0,0	ss?	0,6				—	0,1	
11 0.11	—	0,0		—	0,1	—	0,0				—	0,0	
10.2.$\bar{1}$2	s	1.9	5,8	s	1,1	—	1,9				s	1,9	
7.6.$\bar{1}$3	—	0,0		—	0,1	—	0,0				—	0,0	
8.5.$\bar{1}$3	—	0,1		—	0,0	—	0,6				—	0,2	
11.1.$\bar{1}$2 9.4.$\bar{1}$3	s	0,0		—	0,2	—	0,1				s	0,1	
10.3.$\bar{1}$3	—	0,0		—	0,1	—	0,0				—	0,0	
12.0.$\bar{1}$2	st	22,9	22,5	—	0,0	s	5,0	6,6			st	25,8	22,8
11.2.$\bar{1}$3 7.7.$\bar{1}$4	—	0,2		—	0,0	—	0,9				—	0,2	
8.6.$\bar{1}$4	s	1,9	4,5	s	1,1	—	1,9				ss	2,1	
9.5.$\bar{1}$4	—	0,0		—	0,1	—	0,0				—	0,0	
10.4.$\bar{1}$4	—	0,1		—	0,0	m	10,6	8,6			—	0,2	
12.1.$\bar{1}$3	—	0,0		—	0,1	—	0,0				—	0,0	
11.3.$\bar{1}$4	—	0,0		—	0,1	—	0,0				—	0,0	
13.0.$\bar{1}$3 8.7.$\bar{1}$5	—	0,0		—	0,2	s	0,1				—	0,1	
9.6.$\bar{1}$5	—	0,2		—	0,0	—	0,7				—	0,2	
12.2.$\bar{1}$4	s	2,2		s	1,2	—	2,2				s+	2,7	
10.5.$\bar{1}$5	—	0,0		—	0,1	—	0,0				—	0,1	
11.4.$\bar{1}$5	—	0,0		—	0,1	—	0,1				—	0,1	
13.1.$\bar{1}$4	—	0,2		—	0,0	—	0,8						
12.3.$\bar{1}$5	ss?	0,2		—	0,0	—	0,9						
8.8.$\bar{1}$6	st	32,4	31,6	—	0,0	m	7,9						
9.7.$\bar{1}$6	—	0,0		—	0,2	—	0,1						
14.0.$\bar{1}$4 10.6.$\bar{1}$6	m	4,5	9,0	s	2,5	s	5,3						
13.2.$\bar{1}$5	—	0,1				—	0,1						
11.5.$\bar{1}$6	ss	0,3				s	1,1						
12.4.$\bar{1}$6	st	48,0	20,8			stst	54,1						

Bei der geschätzten und photometrierten Intensität von (6280) ist zu berücksichtigen, daß auf (6280) noch β von (8080) fällt.

Intensitätsvergleich der Basisreflexionen.

Index	Int. gesch.	Int. ber.	Int. phot.
0002	s+	9,4	(2,5)
0004	stst	16,1	13,8
0006	s	1,7	1,2
0008	st+	4,0	5,2
0.0.0.10	—	0,5	—
0.0.0.12	st	2,5	3,7

Der Reflex (0002) wurde nur an einer einzigen Aufnahme beobachtet und lag schon innerhalb des vom Primärstrahl überstreuten Gebietes, so daß die Photometrierung dieses Reflexes nicht sicher ist.

Die Übereinstimmung zwischen berechneten und beobachteten Reflexen ist im allgemeinen befriedigend, wenn auch einige nicht ganz übereinstimmen, so z. B. ist die berechnete Intensität für 4260 zu groß. Immerhin kommen aber alle starken Linien auch berechnet stark und ebenso die schwachen Linien auch berechnet schwach. Es ist bei kleineren Abweichungen zu berücksichtigen, daß Chlor und Sauerstoff, sowie einige fragliche Bestandteile bei der Berechnung nicht mit einbezogen sind und solche Modifikationen hervorrufen können. Ebenso ist auch an Absorptionseffekte zu denken. In der vorgeschlagenen Struktur ist genügend Platz zur Unterbringung von Chlor- und Sauerstoff-Ionen, auch für größere Komplexionen besonders in den ringförmigen Löchern, die durch je 6 Quecksilber-Ionen gebildet werden. Die Möglichkeit, Formel und Struktur des Kleinits zu bestimmen, wird wohl nur über die Synthese gegeben sein, worauf schon *P. Groth* (7) und *C. Doelter* (2) hingewiesen haben. Die Zahl der Oxychloride bzw. Ammoniakate des Quecksilbers ist recht groß (vgl. z. B. *Gmelin* [8]), aber mit Hilfe von Röntgenmethoden und mit den nun bekannten Röntgendaten, scheint eine solche Aufgabe wohl lösbar. Einige Versuche dazu sollen in der nächsten Zeit unternommen werden.

Ebenso muß noch die Tatsache untersucht werden, daß die Kleinitkristalle sich optisch nicht wie hexagonale Kristalle verhalten, jedoch hexagonale Röntgendiagramme liefern. Ein in dieser Richtung ausgeführter vorläufiger Versuch brachte als Ergebnis folgendes: eine Laue-Aufnahme an einem durch Erhitzen auf über 130° Celsius einachsig gemachten Kristall erzielte ein Ergebnis, das in der Qualität nicht besser war als bei Verwendung von nicht vorbehandelten Kristallen.

Literatur.

1. *W. F. Hillebrand* u. *W. T. Schaller*, Zs. Krist. 47 (1910), 444; U. S. Geol. Surv. Bull. 1909, 405. — 2. *C. Doelter*, Handbuch der Mineralchemie, IV, 3 (1931), 400. — 3. *C. Hintze*, Handbuch der Mineralogie I, 2 (1913), 2612. — 4. *A. Sachs*, Sitzungsb. Akad. Berlin, 21. 12 (1905), 1091; N. Jb. I (1907) 194; Zentralbl. f. Min. etc., 1906, 201. — 5. *F. Halla* u. *H. Mark*, Röntgenographische Untersuchung von Kristallen, 1937, 161. — 6. Internationale Tabellen zur Bestimmung von Kristallstrukturen, 1. Band. — 7. *P. Groth*, Chemische Kristallographie, I (1906), 290. — 8. *Gmelin-Kraut-Peters*, Handbuch der anorganischen Chemie V, 2 1914.

Literatur: Neue Bücher.

Gesteine und Minerallagerstätten. Von *P. Niggli.* I. Band: Allgemeine Lehre von den Gesteinen und Minerallagerstätten (Lehrbücher und Monographien aus dem Gebiete der exakten Wissenschaften: Mineralogisch-geotechnische Reihe: Band 3). Mit 335 Textabb., 540 S. Basel: E. Birkhäuser. 1948. sfr. 42.—, geb. sfr. 46.—.

Dieses 540 Seiten starke Buch ist der 1. Band eines dreibändigen Standardwerkes, dessen 2. Band „Die exogenen Gesteine und Minerallagerstätten" nach Angaben P. Nigglis im Vorwort vom Dezember 1947 im Manuskript druckfertig vorlag, während der 3. Band „Die endogenen Gesteine und Minerallagerstätten" sich in Arbeit befindet, ist ein seltener Glücksfall für den Verfasser und für seine Leser. Hier durfte einmal ein ganz großer Gelehrter von einer kaum faßbaren Vielseitigkeit sein Lebenswerk in der Art, wie er es sich wünscht, seiner Mitwelt vorlegen. Nur wenigen ist die dazu unerläßliche innere und äußere Ruhe beschieden. Jetzt wäre es voreilig, eine Gesamtwürdigung, in welcher der Inhalt dieses ersten Bandes allein seine ihm gebührende Wertung finden könnte, auch nur andeuten zu wollen, denn entscheidend für die Bedeutung auch dieses 1. Bandes kann nur die Wirkung aller drei Bände sein. Hier kann daher nur etwas über Art der Darstellung und Umfang des im 1. Band Gebotenen ausgesagt werden. Diese Darstellung ist eine durchaus *persönliche,* sie bietet nur die Ansichten des Verfassers, wie er sie sich aus eigenen Erfahrungen und dem aus der Literatur Entnommenen gebildet hat; sie vermeidet bewußt jedwede historische Entwicklung. Manches wird in einer von der allgemein üblichen recht abweichenden Behandlung dargeboten, die vom Verfasser vorgeschlagene, keineswegs allgemein angenommene Bezeichnungsweise allein verwendet. Aber aus jeder Seite des Buches empfindet man die große Persönlichkeit dessen, der hier zu uns spricht, von seiner eigenen Meinung allein spricht. Das Buch zeigt das Bestreben, immer auf dem Boden der physikalischen Chemie zu bleiben, dort, wo es nur irgendwie möglich ist, zu mathematischer Formulierung zu gelangen, der Phantasie, wohl auch der Intuition, keinerlei Zutritt zu gewähren. Die natürlichen Verhältnisse selbst spielen in diesem Bande, wohl beabsichtigt, noch eine recht geringe Rolle; ihre ausführliche Beschreibung ist wohl den beiden anderen Bänden vorbehalten. In großzügigster Weise ist in diesem Bande die neuere und neueste Literatur verwertet und ausführliche Literaturnachweise begleiten die Darlegungen.

Der erste Hauptabschnitt behandelt die stofflichen Grundlagen mit einer recht kurz gefaßten Übersicht über die Geochemie, die Stoffverteilung, Atomverbände, Einteilung der Gesteine nach ihrem Chemismus. Dann bringt dieser Abschnitt unter dem Titel „Grundzüge der Kristallchemie" eine gedrängte Übersicht über die Ergebnisse der Untersuchungen des Feinbaues der Mineralien, während die bedeutend breitere Zusammenstellung der wichtigsten Mineralien „in einfacher Schreibweise" in der gebrachten Formulierung von der allgemein üblichen Darstellung der Kristallchemie abweicht. Auf breite Grundlage sind die Ausführungen des zweiten Hauptabschnittes „Das Gefüge" gestellt, sie umfassen fast den dritten Teil des ganzes Bandes. Hier ist besonders der statistische Teil sehr zu begrüßen. In nahezu erschöpfender Weise ist die gesamte Literatur verwertet, eine gewaltige Leistung, die allein schon das Buch zum wertvollsten Behelf des Petrologen macht. Kurz, aber von klassischer Übersichtlichkeit sind in diesem Abschnitt die Sander-Schmidtschen Methoden zur Gefügedarstellung behandelt und durch vorzüglich gewählte Beispiele und treffliches

Bildmaterial unterstützt. Ein eigener Unterabschnitt ist der Porosität, der Raumerfüllung gewidmet. Den Abschluß dieses Hauptabschnittes bildet ein Kapitel über die technischen Eigenschaften der Mineralaggregate und ihre Beziehung zum Mineralbestand und zum Gefüge.

Der III. Hauptabschnitt bringt die physikalisch-chemischen Grundlagen der Mineral- und Minerallagerstättenbildung in neuer, verhältnismäßig kurzer Behandlung, die auch hier losgelöst vom Gesteinskörper selbst gebracht worden ist und tatsächlich nur die theoretischen Grundlagen enthält. Wenn uns dieser Abschnitt recht kurz erscheinen mag, so können wir ja jederzeit zu Nigglis früheren Darstellungen greifen, an denen sich im Prinzip nicht allzuviel geändert hat; auch wird manches auf diesen Abschnitt Bezügliche vermutlich im III. Bande die nötige Erweiterung erfahren. Im IV. Hauptabschnitt „Geophysikalische Grundlagen zur Gesteins- und Minerallagerstättenkunde" behandelt ein Kapitel in recht gedrängter Darstellung die allgemeine Geophysik der äußeren Erdhülle und bringt darin Tabellen über Wärmeleitfähigkeit der Mineralien und Gesteine, spezifische Wärme, radioaktive Eigenschaften und über den Wärmehaushalt der Erdrinde, handelt von den Druck- und Temperaturverhältnissen, von der Viskosität und Fließfähigkeit und der Elastizität. Ein anderes Kapitel behandelt die elektrische Leitfähigkeit, Dielektrizitätskonstanten und die magnetischen Eigenschaften unter dem Gesamttitel „spezielle physikalische Eigenschaften". Dieser vierte Hauptabschnitt wendet sich also wohl mehr an den Techniker und den Physiker. Während alle diesbezüglichen minero- und petrogenetischen Fragen mehr in den Hintergrund treten, sind die angewandten geophysikalischen Methoden eingehend behandelt und mit reichhaltigen Literaturnachweisen versehen. Die wenigen Seiten des V. Hauptabschnittes „Grundlagen der Klassifikation und Systematik der Gesteine und Minerallagerstätten" sollen wohl nur die Zweiteilung des Inhaltes von Band II und III vorbereiten, eine durchaus neue Einteilung, deren eingehendere Begründung wohl in den folgenden beiden Bänden ausführlich gegeben sein wird. Es muß der Mut des Verfassers bewundert werden, gerade in einer Zeit weitgehendster Umwälzung unserer Ansichten über die Genesis einer großen Zahl von sogenannten Erstarrungsgesteinen (magmatischen Gesteinen Nigglis und seiner Schule) und von Metamorphiten, ein derartig großangelegtes Werk zu wagen, war es doch gerade Niggli, der als getreuer Warner seiner Ansicht nach zu weit auf neuen Wegen in recht unbekanntes Land vorgedrungene Fachkollegen vor den Irrnissen solcher Begehung warnte.

Enthalten von den 5 Hauptabschnitten dieses Buches 4 nur die „Grundlagen" so steigert dieses Vorgehen naturgemäß das große Interesse, mit dem die beiden anderen Bände erwartet werden. Möge aber heute schon der Verfasser für das im vorliegenden Bande Gebotene bedankt und dazu beglückwünscht sein. Der Verlag hat dieses Buch zu einer wahren Augenweide gestaltet. Mustergültiger Druck, blütenweißes Papier, besonders aber die Art und Weise, wie die Bilder in den Typendruck hineingestellt sind, macht das Werk zu einem Denkmal höchster Buchkunst.

H. Leitmeier, Wien.

Vorräte und Verteilung der mineralischen Rohstoffe. Ein Buch zur Unterrichtung für jedermann. Von *F. Machatschki*. Mit 6 Textabb., VIII, 191 S. Wien: Springer-Verlag. 1948. S 36.—, sfr. 16.—, $ 3.70.

Allen Schulmännern vom einfachen Dorfschullehrer bis zum höchsten Funktionär unseres Staates sei das kurze Vorwort dieses Buches dringendst zur Lektüre empfohlen. Es gibt wohl kaum eine anklagendere Einleitung zu einem gemeinverständlichen wissenschaftlichen Buch, als es diese ist. Ihre volle Berechtigung ist so offensichtlich, daß sie jeder erkennen muß, der nicht die letzten zehn Jahre verschlafen hat und

auch heute noch schläft. Man sollte es zwar nicht glauben, aber es muß tatsächlich solche feste Schläfer geben, sonst müßte heute der für den Besuch einer Hochschule vorbereitende Unterricht anders aussehen. Dieses Vorwort ist der Schrei nach einer unbedingt nötigen zeitgemäßen Stellung und Umwertung der Naturwissenschaften im gesamten Geistes- und Schulleben unserer Zeit. Möge dieser Schrei bald gehört werden, ehe es zu spät ist, und wir nicht mehr in der Lage sein werden, der über die ganze Erde fortstürmenden Ausgestaltung der Technik, die ihr unentbehrliche gleichlaufende Entwicklung ihrer unbedingt nötigen Grundlage, der Naturwissenschaft, zu bieten.

Eine dieser unentbehrlichen Grundlagen ist die Kenntnis unserer mineralischen Rohstoffe und ihrer Verbreitung über die ganze Erde, denn ohne sie ist kein technischer Fortschritt möglich. Diese Kenntnis allen denen zu bieten, die sich dafür interessieren, besonders aber denen, der Zahl nach viel häufigeren, die sich dafür interessieren *sollten*, dient Machatschkis Buch in ganz besonderer Weise. Es ist die Grundlage zu einer anorganischen Technologie, zeigt die zahllosen Rohstoffe aus dem Bereich der Mineralien und Gesteine, ihre Verbreitung, die Art ihres Vorkommens, ihre Entstehungweise, soweit diese diskutabel ist. Eine kurzzusammenfassende Darstellung eines Riesenstoffes. Die große Linie der Wichtigkeit dieser Stoffe geht aus jeder Seite hervor, ebenso die absolut souveräne Beherrschung des Stoffes durch den Verfasser, der sein überreiches Wissen gewissermaßen in erprobt konzentrierter Form wiedergibt. Kaum glaublich erscheint die Fülle des Gebotenen, wovon man sich schon durch das Blättern im Register überzeugen kann.

Das keineswegs umfangreiche Buch wendet sich vor allem an den Aufklärung suchenden Gebildeten jeglichen Standes und jedweder Geistesrichtung, auch an den noch wenig oder auch noch gar nicht Erfahrenen. Das Werk wird so zum Volksbuch bester Art. Der Studierende der Naturwissenschaften, Chemie, Physik, Warenkunde, Technik, Technologie jeder Art, sie alle werden ihnen unbedingt notwendiges Wissen in diesem Buch so dargestellt finden, daß es für sie zum Lehrbuch werden wird. Aber auch der geschulte Wissenschaftler, der schon mehr oder weniger spezialisiert arbeitende und forschende wird in der Fülle von Angaben Wertvolles finden. Nicht zuletzt aber wird der *Lehrer*, an der Gruppierung des Stoffes, an der Art und Weise, *wie* das Wichtige dargestellt und hervorgehoben ist, die für den Unterricht nötige Form und Zusammensetzung des Stoffes finden. Es ist so Vieles aus so verschiedenen Stoffgebieten zusammengetragen, wie es nur selten in einem Buch vereint ist, das imstande ist, seinen Stoff in so straffer Form zu gestalten. Erstaunlich groß die Zahl der sichergestellten *Tatsachen* gegenüber einem Minimum von in Schwebe befindlichen Fragen, denn das Buch ist dem Teil naturwissenschaftlichen Wissens gewidmet, das wir fast einzig und allein mit dem Namen exaktes Wissen belegen können.

Möge diese Darstellung, in sprachlich bester Form geboten, die nur einer geben konnte, der sich lange Zeit mit dieser Materie beschäftigt hat, aber auch nur einer, dem die Liebe zu seinem Stoff die Feder geführt hat, in alle Schichten unseres Volkes dringen, für die das Buch geschrieben ist.

H. Leitmeier, Wien.

Das Geheimnis der Kristallwelt. Roman einer Wissenschaft. Von *H. Tertsch*. Mit 12 Tafeln und 48 Abb., 391 S. Wien: Gerlach & Wiedling. 1947. Geb. S 44.50.

In der Einführung bricht Verf. eine energische Lanze für die vielfach verkannte Mineralogie, die oft als Kind der Physik und Chemie hingestellt wird, während in Wirklichkeit gerade das Umgekehrte der Fall ist, da die Anfänge dieser Wissensgebiete ihren Ausgang von den Bedürfnissen, Aufgaben und Problemen der Mineralogie hernahmen und auch später immer wieder Grundprobleme und Material für

viele Zweige der Physik und Chemie von Seiten der Mineralogie beigestellt wurden; vor allem verbindet auch die Mineralogie diese beiden Wissensgebiete in ausgezeichneter Weise und wirkt damit in die Herausstellung der Zusammenhänge förderndem Sinne. Verf. sieht eine Schilderung des Werdeganges der mineralogischen Wissenschaften als das geeignete Mittel an, der angedeuteten Falscheinstellung entgegenzuwirken.

Dafür liegen gegenwärtig nur wenige Versuche vor, unter denen besonders auf *Mieleitners* „Geschichte der Mineralogie im Altertum und Mittelalter" und *v. Groths* „Entwicklungsgeschichte der mineralogischen Wissenschaften" hinzuweisen ist, zwei Werke, die beide in den Zwanzigerjahren erschienen sind und von denen damit auch das letztere die rapide Entwicklung der letzten Jahrzehnte nicht mehr erfaßt.

Verf. geht von der Entwicklung der Mineralkunde in vorgeschichtlicher Zeit aus und behandelt dann recht gründlich und kritisch die später durch Aberglauben, Autoritätsglauben und Mystizismus weitgehend verschütteten, vortastenden Ansätze des klassischen Altertums und mittelalterlichen Arabiens, anschließend die auffrischende Einwirkung der im deutschen mittelalterlichen und frühneuzeitlichen Bergbau neu gewonnenen Erfahrungen und gesammelten Naturbeobachtungen. Nun folgt eine umfassende Schilderung der Entwicklung der Erkenntnisse über Kristallographie, Kristallstrukturtheorie, Kristallphysik (Kristalloptik, Lumineszenz, Piezoelektrizität, Festigkeit), Mineralchemie, Isomorphie, Polymorphie, Mineralentstehung, Minerallagerstättenkunde, Kristallchemie, Kristallfehlbau, Kristallverwachsungen usw. Es ist unmöglich, alle angeschnittenen Kapitel hier auch nur zu nennen, die vielfach nur in knappen Sätzen vortrefflich gekennzeichnet sind; einzelne, auch schwierigere Leitkapitel allerdings sind in einer durchaus auch für den Laien verständlichen Weise tiefschürfender und breiter behandelt. Der meisterhaften Darstellung gesellt sich ein treffend ausgewähltes Abbildungsmaterial. So hat uns der Verf., von Liebe zu seiner Wissenschaft getragen, ein Werk geschenkt, das weit mehr bietet als der bescheidene Titel besagt; viel gibt es dem Laien wie dem Studierenden und dem Praktiker, aber auch der akademische Lehrer, der sich des erzieherischen Wertes einer historischen Schilderung der Entwicklung eines Wissensgebietes für den Unterricht bewußt ist, wird immer gern und mit größtem Vorteil nach diesem Werk greifen und sehr viele Anregungen daraus schöpfen können, denn es bringt eine erstaunliche Fülle von vielfach auch dem Fachmann wenig bekannten entwicklungshistorischen Einzelheiten. Ein sorgfältig ausgearbeitetes Sachverzeichnis und Personenverzeichnis erleichtert die Benutzung.

Dem Werke, das die enge Verflechtung der verschiedenen Gebiete der exakten Naturwissenschaften und die Entwicklung eines Wissensgebietes als Gemeinschaftsleistung der Kulturnationen klar erkennen läßt, ist ausgedehnte Verbreitung und die Aufmerksamkeit weitester Kreise zu wünschen.

Der Verlag hat sich durch die würdige Ausstattung, guten Druck und gutes Papier trotz der gegenwärtigen Schwierigkeiten, ein großes Verdienst erworben.

F. Machatschki, Wien.

Herausgeber, Eigentümer und Verleger: Springer-Verlag, Wien, I., Mölkerbastei 5. — Für den Inhalt verantwortlich: Prof. Dr. Felix Machatschki, Mineralogisches Institut der Universität, Wien, I., Universität. — Druck: Friedrich Jasper, Wien, III., Tongasse 12.

Gesteinsbildende Vorgänge im technischen Alltag.

Von

B. Granigg, Graz.

Mit 2 Textabbildungen.

(Eingelangt am 22. Oktober 1948.)

Im technischen Alltag des Eisen- und Metallhüttenwesens, im Bergbau und in der mechanischen Gesteinsbearbeitung werden Vorgänge künstlich herbeigeführt, die sich in ganz analoger Weise in der Natur bei der Bildung und Umbildung von Gesteinen (und Lagerstätten) abspielen. Ein Vergleich dieser künstlich herbeigeführten Vorgänge mit jenen an Gesteinen und Lagerstätten bringt die Vorgänge in der Natur dem Verständnis näher, aus einem solchen Vergleich entspringen auch mancherlei Anregungen.

I. Kristalline Schiefer.

An der Entstehung kristalliner Schiefer sind in erster Linie beteiligt: a) Kristallisation, bzw. Kristallwachstum, b) Erzeugung der Parallelanordnung der einzelnen Komponenten, oder weiter gefaßt „Gefügeregelung" und c) chemische Reaktionen im festen Zustand. (Auch ohne Einschaltung von Lösungen.) Alle diese Vorgänge werden in der Technik der Metalle täglich angewendet.

a) Kristallisation durch Erwärmung:

In der beiliegenden Abbildung 1 a bis 1 c ist ein Wolframdraht dargestellt, der schon nach kurzer Erhitzung das faserige Gefüge verliert, zunächst feinkristallin wird, um mit fortdauernder Erwärmung ein grobkristallines Gefüge anzunehmen. Wolframkarbid vergröbert sein Korn beim Glühen innerhalb von 40 Minuten von 5 μ auf 20 μ. In der Drahtzieherei (Eisen-

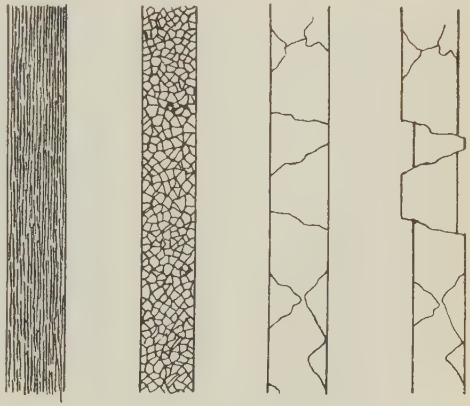


Abb. 1. a) Gezogener Wolframdraht, faserige Struktur.
b) Kristallisation durch Glühen.
c) Kristallwachstum durch fortgesetztes Glühen.
d) Verschiebung der Kristalle und damit verbunden Querschnittsänderung. Nach Smithells.

draht) wird nach etwa fünf Durchgängen des Drahtes durch die Ziehsteine ein Zustand erreicht, der eine weitere Querschnittsverminderung durch Kaltziehen wirtschaftlich nicht mehr erreichen läßt. Der Draht muß eine Zwischenglühung (von mehreren Stunden Dauer) durchmachen, bei der er völlig umkristallisiert und damit zur weiteren mechanischen Deformation befähigt wird.

Kornvergröberung durch Erhitzen ist ein in der Metall- und Eisenbehandlung täglich und vielgestaltig angewendeter Prozeß, der auch in der Sintermetallurgie (Metallkeramik) eine sehr bedeutende Rolle spielt und über dessen Einzelvorgänge bereits zahlreiche, theoretische Untersuchungen vorliegen [1].

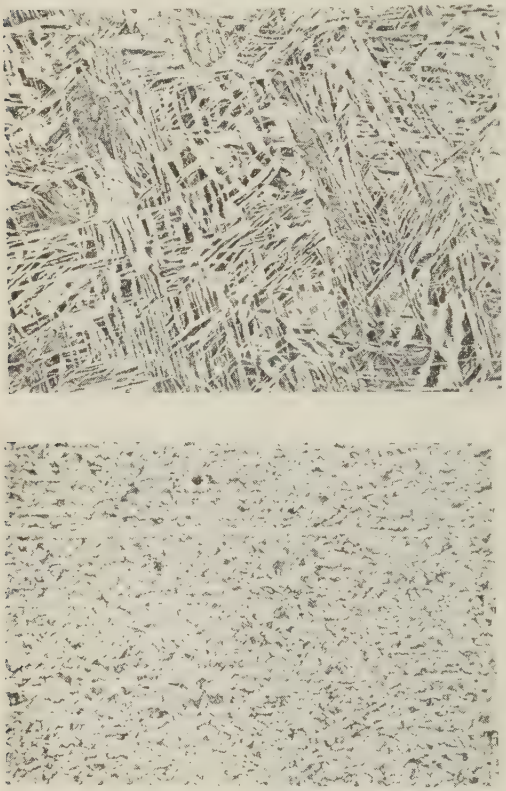


Abb. 2. Gußgefüge (oben) und Walzgefüge (unten) eines S. M. Stahls. (Hüttenlaboratorium der österr. Alpine Montangesellschaft, Donawitz..)

b) Erzeugung der Parallelanordnung:

Der aus einem Martinofen in die Kokille gegossene Stahl erstarrt infolge der großen Kristallisationsgeschwindigkeit der Metalle vollkristallinkörnig, er kann formal mit einem Tiefengestein verglichen werden. Die aus dem erstarrten Block (Ingot) gewalzte Eisenbahnschiene zeigt, besonders im makroskopischen Anschliffbild eine deutliche Parallelanordnung der einzelnen Komponenten. (Bei Blechen oder Drähten ist diese Parallelanordnung noch viel ausgeprägter.)

Wenn der Ingot formal mit einem Tiefengestein verglichen werden kann, so ist die Eisenbahnschiene der daraus „gewalzte" Orthogneis.

[1] Es wäre sehr zu wünschen, daß das Kristallwachstum in einem Erhitzungsmikroskop durch einen Zeitraffer im Lichtbild festgehalten und damit der Ablauf des Vorganges in seiner äußeren Dynamik bildhaft dargestellt würde.

Die beiden nebenstehenden Abbildungen sollen das Gesagte illustrieren.

c) Chemische Reaktionen im festen Zustand:

Daß beim Sinterbrennen von Magnesit der in der Natur nicht vorkommende Spinell „Magnesioferrit" $MgO.Fe_2O_3$ entsteht, ist längst bekannt. Man könnte diesen Vergleich mit den chemischen Reaktionen in kristallinen Schiefern mit der Begründung ablehnen, daß das Eisen des Magnesioferrits bereits im Raumgitter des Magnesits vorhanden war, daß demnach hier nur ein Umbau eines bereits vorhandenen Raumgitters erfolgt ist.

Zementstahl (Einsatzhärtung.): Bei der hüttenmännischen Erzeugung von Zementstahl trifft diese Einschränkung nicht zu. Stäbe eines weichen Eisens sollen in ihren äußeren Schichten „aufgekohlt" werden, es soll ihnen Kohlenstoff zugeführt werden. Um das zu erreichen werden die Weicheisenstäbe in Holzkohlenpulver eingepackt und geglüht. Das Ergebnis einer solchen Glühung ist untenstehend dargestellt. (Nach *Ledebur*, Eisenhüttenkunde.)

Nach 7täg. Glühen	bildete sich eine	0,5 mm starke	Schicht mit 0,65% C
Nach 8täg. Glühen	bildete sich eine	1,0 mm starke	Schicht mit 0,94% C
Nach 9täg. Glühen	bildete sich eine	2,0 mm starke	Schicht mit 0,95% C
Nach 10täg. Glühen	bildete sich eine	2,6 mm starke	Schicht mit 1,10% C
Nach $11^1/_2$täg. Glühen	bildete sich eine	3,0 mm starke	Schicht mit 1,20% C

Versuche haben gezeigt, daß sich hiebei keine Gasreaktion (etwa durch CO) zwischenschaltet. Diese Reaktion im festen Zustand wird seit etwa 200 Jahren praktisch durchgeführt.

Temperguß: Der umgekehrte Vorgang wird beim Tempern von Grauguß eingehalten. Das Gußeisen soll entkohlt werden. Zu diesem Zwecke werden die Gußstücke in einen Sauerstoffträger (Hämatit) eingepackt und geglüht. Der Hämatit geht in eine niedrigere Oxydationsstufe über und entzieht dem Gußeisen Kohlenstoff. Folgendes Beispiel sei (aus *Ledebur*, Eisenhüttenkunde) angeführt:

Das Gußeisen hatte:

vor dem Glühen	3,44% C
nach einmaligem Glühen	1,41% C
nach zweimaligem Glühen	0,10% C.

Durch die Pulvermetallurgie hat das Studium der chemischen Reaktionen im festen Zustand eine wesentliche Erweiterung erfahren.

Die vorstehenden Beispiele aus dem technischen Alltag zeigen, daß die drei wichtigsten Faktoren bei der Entstehung kristalliner Schiefer, die Kristallisation, die Erzeugung von Parallelstrukturen

und die chemischen Reaktionen im festen Zustand in der Metallurgie des Eisens weitgehend in Erscheinung treten.

II. Erstarrungsgesteine.

Die Metallschmelzen erstarren infolge ihrer großen Kristallisationsgeschwindigkeit vollkristallin, man kann sie deshalb ungefähr mit einem gasfreien Tiefenmagma vergleichen.

Schalenbau der Erde: In einem Bleischachtofen (Pilzofen) setzen sich die Schmelzprodukte in der Weise ab, daß sich zu unterst der Regulus, das metallische Blei ansammelt, darüber liegt der Stein, bzw. die Speise, das sind die Sulfide und Arsenide. Die Schlacke (die Silikate) bilden den Abschluß nach oben. Die Erde kann deshalb, hüttenmännisch betrachtet, als großer Metalltropfen (Nickel-Eisen-Masse) aufgefaßt werden, der von Stein und Speise (Sulfidschale) umschlossen ist, die ihrerseits wieder von der Schlacke (Lithosphäre) eingehüllt werden.

Schlierenbildung:

Zinkraffination: Das Rohzink weist infolge des Zusammenvorkommens von Zink- und Bleierzen in der Regel einen beträchtlichen Bleigehalt auf. Die Raffination des Rohzinks erfolgt in der Weise, daß dieses in eisernen Kesseln möglichst nahe dem Schmelzpunkt ruhig stehen gelassen wird. Die Löslichkeit des Bleis im Zink nimmt mit der Temperatur ab, das im Zink unlöslich gewordene Blei sinkt in Tropfen zum Boden, es „saigert" aus, das weitgehend vom Blei befreite Zink wird abgeschöpft. Der hüttenmännische Ausdruck „Saigern" ist in die Petrographie eingegangen.

Im übrigen sind die Schlieren im Hüttenwesen sehr unliebsame Begleiterscheinungen. Ein Siemens-Martinstahl mit 0,01% S wird in seinen Eigenschaften durch diesen geringen Schwefelgehalt nicht geschädigt. Bilden sich aber stellenweise Konzentrationen (Schlieren) mit mehreren Prozenten Schwefel, so liegt an diesen Stellen ein „Materialfehler" vor.

Gasreiche Schlieren. (Lunker.) Stahlblöcke (Ingots) werden von unten nach oben, im aufsteigenden Strom gegossen, um das Mitreißen von Luft beim Gießen möglichst zu vermeiden. Trotzdem enthält zuweilen der Block Hohlräume von Gasen, die aus dem „Magma" nicht mehr entweichen konnten. Prächtige Kristalle wachsen zuweilen in diese Hohlräume hinein. Diese Schlieren sind deshalb schädlich, weil ihre Wände, wenn sie beim Schmieden oder Walzen aufeinandergepreßt werden, miteinander nicht verschweißen, die Naht also eine schwache Stelle im homogen sein sollenden Werkstück darstellt.

Kontaktmetamorphose:

a) Endogene Kontaktmetamorphose ohne Stoffzufuhr: Die feinkristalline Randfazies ist bei Gußstücken eine alltägliche Erscheinung. Da an der Hülle (Kokille oder Gußform) die Abkühlung rasch vor sich geht, scheiden sich dort kleine Kristalle ab, gegen die Mitte nimmt die Korngröße zu. Wenn diese Erscheinung abgeschwächt werden soll, werden die Kokillen vorgewärmt.

b) Endogene Kontaktmetamorphose mit Stoffzufuhr:

Die Gußhaut: Beim Gießen nimmt das Eisen (Magma) aus seiner Hülle (der Gußform) Kohlenstoff auf. (Der Gießereisand ist mit Graphit gemischt.) Die äußere Haut des Gußstückes hat nicht nur eine feinkörnige Struktur, sie enthält auch mehr Kohlenstoff und ist dadurch viel härter und verschleißfester als der innere Teil des Gußstückes.

Magmatische Resorption: Die Schmelzführung eines Martin- oder eines Elektrostahlofens oder einer Bessemerbirne besteht zum großen Teil darin, daß während des Frischprozesses der Schmelze feste Körper (Hämatit, zum Oxydieren, Spiegeleisen oder Ferromangan z. T. zur Bindung des Schwefels), Kalk usw., zugeführt werden. Die Schmelze resorbiert diese Zuschläge und geht mit ihnen chemische Reaktionen ein. Die Reaktionsprodukte sind entweder flüchtig (z. B. CO), oder sie steigen als Schlacke an die Oberfläche. Die Erzeugung der Thomasschlacke (Entphosphorung des Roheisens) ebenso wie die Verschlackung des Vanadiums sind hier einzureihen. Von den Zuschlägen führen Übergänge zu den „legierten" Stählen und zu den Legierungen überhaupt, die man petrographisch als Mischgesteine (Migmatite) auffassen könnte.

Die mit der magmatischen Resorption und mit den Migmatiten zusammenhängenden Fragen werden im Hüttenwesen viel eingehender und genauer behandelt als die analogen Fragen in der Petrographie, sie sind im Hüttenwesen nicht nur ein großer Teil des technischen Alltags, sie bilden auch die Grundlagen zahlreicher Versuche in den Laboratorien und in den Schmelzbetrieben.

Exogene Kontaktmetamorphose ohne Stoffzufuhr: Wenn ein aus ungenügend gebrannten Silicasteinen gebautes Gewölbe eines Martinofens im Betrieb auseinandergetrieben wird, weil die Umwandlung des Quarzes in Trydimit-Christobalit mit der damit verbundenen Volumsvermehrung erst im Ofenbetrieb erfolgt ist, so kann man von einer exogenen Kontaktmetamorphose ohne Stoffzufuhr reden. (Umkristallisieren der Hülle durch Wärmeeinwirkung.)

Exogene Kontaktmetamorphose mit Stoffzufuhr: Wenn sich an den zerfressenen Wänden der Muffeln eines belgischen Zinkofens Willemitkristalle (Zn_2SiO_4) ansetzen, so hat hiefür die Schmelze die Base, und die Hülle (die Muffel), die Säure geliefert, es liegt eine exogene Kontaktmetamorphose mit Stoffzufuhr vor.

Da die metallischen Magmen des Hüttenwesens trocken und im petrographischen Sinne gasfrei sind, kommen pneumatolytische und hydatogene Prozesse hier nicht in Betracht. (Die Metallverflüchtigungsverfahren, wie das Wälzverfahren, oder die Herstellung von Zinkweiß, oder die Herstellung von Carbonyl-Eisen und von Nickelcarbonyl liegen so weit ab von den pneumatolytischen Vorgängen in der Natur, daß eine Parallele hier nicht gezogen werden kann.)

Ergußgesteine: Die Vorgänge beim Abstich der Hochofenschlacke erinnern an einen heißen, leichtbeweglichen, kleinen Lavastrom. Die Entstehung von Fladenlava läßt sich dabei prächtig beobachten. Bleibt die flüssige Schlacke längere Zeit in einem Schlackenkübel stehen, so erstarrt sie zum Teil kristallin. Leisten von Einsprenglingen bilden ein Fachwerk, dessen Zwischenräume mit Glas ausgefüllt sind. (Auf eine solche, teilweise kristalline Erstarrung wird hingearbeitet, wenn die Schlacke zu Pflastersteinen vergossen werden soll.)

Wird in die flüssige Schlacke Dampf eingeblasen, dann zerstäubt sie zu feinen Fäden (Schlackenwolle) ein Vorgang, der entfernt an die Entstehung von Tuffen erinnert.

III. Sedimente.

A. Gesteinszerstörung:

a) Mechanische Gesteinszerstörung durch bewegtes Wasser: Das Zersägen eines Marmorblocks zu Tafeln geschieht in der Regel durch horizontal liegende Sägegatter, deren Blätter keine Zähne besitzen. Über dem Gatter liegt eine Schwinge mit Siebboden die den Sägeblättern Wasser mit Quarzsand zuführt. Die Quarzkörner haften an den Sägeblättern, sie werden durch diese mehr oder weniger mitbewegt und reiben sich am Marmor (und am Sägeblatt). So entsteht eine erste Rille, die sich immer mehr vertieft. (Einige Zentimeter pro Tag.) Das Zerschneiden von Gesteinen im Laboratorium mittels einer rotierenden Eisenscheibe die in eine Aufschwemmung von Schmirgel eintaucht und die Schmirgelkörner auf ihrem Weg durch das Gestein mitnimmt, vollzieht sich grundsätzlich ebenso wie das Zerschneiden der Blöcke im großen. Der Quarz, bzw. der Schmirgel erzeugt den Schnitt, und nicht das Eisen oder das Wasser.

Die Idealform einer Klamm ist ein vertikaler Sägeschnitt. Das fließende Wasser ist die Säge, die Gesteinsstücke, die das Wasser am Boden fortschiebt sind die Quarz- oder Schmirgelkörner der künstlichen Gesteinssägen. Die Formveränderung des vertikalen Sägeschnittes, der in der Natur nur selten zu beobachten ist (absolut homogenes, nicht zerklüftetes Gestein, keine bevorzugte Richtung), zu einer Klamm und weiter zu einem V-Tal läßt sich in jedem einzelnen Fall unschwer erklären.

b) Mechanische Gesteinszerstörung durch bewegte Luft: Das Abscheuern einer Felswand durch den Anprall von Sandkörnern wird in der Technik durch das „Sandstrahlgebläse" vielfach geübt. (Putzen von Gußstücken, Mattieren von Glas dadurch, daß man durch einen Sandstrahl feinste Splitterchen aus dem glatten Glas herausschlägt. Prüfung der Verschleißfestigkeit von Stahl usw. durch Anblasen mit einem Sandstrahl usw.)

c) Die Gesteinszerstörung durch Eis bessert die Qualität des im Winter dem Frost ausgesetzt gewesenen Ziegellehms (Auflockerung durch Zerfrieren), sie dokumentiert sich in den Rohrsprengungen der Hauswasserleitungen in unangenehmster Weise.

d) Gesteinszerstörung durch raschen Temperaturwechsel, (Sonnenbestrahlung): Die Technik sucht diese Zerstörungen nach Tunlichkeit zu vermeiden. Im Stahlguß nimmt der Konstrukteur darauf Rücksicht, daß im erkalteten Stück die so gefährlichen Gußspannungen nicht auftreten. (Möglichst konstantes Verhältnis zwischen Oberfläche und Volumen der einzelnen Teile des Gußkörpers, damit die Wärmeabgabe beim Erkalten möglichst gleichmäßig vor sich gehe, langsames Abkühlen.)

Die Fabrikation feuerfester Baustoffe wird dauernd auf „Temperatur-Wechselbeständigkeit" überprüft. (Bedachtnahme auf das Porenvolumen damit ein Ausweichen in den Porenraum hinein ermöglicht, und das Auftreten von zerstörenden Spannungen vermieden werde.)

B. Gesteinstransport:

a) Gesteinstransport durch Wasser: Im Spülversatz des Bergbaues, in der Rhéo-Wäsche (Kohlenaufbereitung), in den Sluicen und Amalgamiertischen (Goldaufbereitung) werden nicht nur die Gesteins- bzw. Erz- und Kohlenkörner durch das Wasser fortbewegt, man fängt während der Bewegung den spezifisch schwereren Schiefer bzw. das Gold (durch Amalgamation) aus dem Gesteinsstrom heraus. Auf den turbulenten Bewegungen des Wassers, durch welche die „Gletschertöpfe" ausgeschliffen werden, hat der Verfasser ein neues Verfahren zur Trennung von Mineralien nach dem

spezifischen Gewicht aufgebaut, das (bisher allerdings nur im Laboratorium) sehr befriedigende Ergebnisse gezeitigt hat. (Der Zentripetalscheider.)

In den Spitzkästen und Spitzlutten, in den Setzmaschinen und Herden der nassen Kohlen- und Erzaufbereitung wird der Gesteinstransport durch fließendes Wasser teils mit zusätzlichen Frischwasserströmungen, teils mit künstlich aufgeprägten, mechanischen Bewegungen kombiniert.

b) Gesteinstransport durch bewegte Luft: Die pneumatische Löschung von Getreideladungen von Schiffen ist ebenso wie die Windsichter in der Aufbereitung oder der Blasevorsatz im Bergbau ein Gesteinstransport durch bewegte Luft. Die Zyklone der Erzaufbereitung sind eine Nachbildung der natürlichen Zyklone.

Chemische Sedimente: Die Erzeugung von Seesalz in den Salzgärten der Seesalinen wird recht genau der „Barrentheorie" von *Ochsenius* entsprechend durchgeführt. (Künstliche Dämme [Barren], durch deren verschließbare Öffnungen von Zeit zu Zeit Meerwasser in die Salzgärten eingelassen wird um dort zu verdunsten.)

Die indessen aufgelassene Erzeugung von Alaun durch forcierte Verwitterung pyritführender Tonschiefer (Alaunschiefer), die Ausfällung des Kupfers aus den Grubenwässern kupferführender Pyritlagerstätten (Zementkupfer), die Erzeugung von Eisenarseniat-Lösungen (Levico-Wasser) durch Berieseln arsenkiesführender Erze mit weichem Wasser, die Ausflockung des Eisens aus Trink- und Gebrauchswasser durch Berieseln von Gradierwerken sind weitere Beispiele der technischen Nachbildung natürlicher Vorgänge bei der Entstehung von Sedimenten.

C. Diagenese:

Die Verfestigung loser Sedimente durch Druck, Erwärmung und (im Bedarfsfall) Verkittung wird in der Technik vielfach geübt, sie heißt dort „Brikettierung". In vielen Fällen gelingt die Brikettierung auch ohne Bindemittel.

Allerdings kennt die Technik noch Agglomerierverfahren zum Stückigmachen von Feinerzen usw., die in der Natur kein Analogon haben. (Sinterung und gleichzeitig chemische Reaktionen.)

Die Drucksinterung der Pulvermetallurgie geht, wie bereits eingangs erwähnt, über die Diagenese hinaus, sie gehört bereits in den Bereich der kristallinen Schiefer.

Im vorstehenden wurde versucht aufzuzeigen, daß zwischen den scheinbar so weit voneinander abliegenden Welten der Petrographie und des technischen Alltags des Montanwesens viele Gemeinsamkeiten bestehen, deren Kenntnis erweiternd und befruchtend wirkt.

Aus dem Mineralogischen Institut der Universität Wien.

Wulfenite von Nassereith / Dirstentritt (Tirol) und Bleiberg (Kärnten).

Von

E. Schroll.

Mit 5 Textabbildungen.

(Eingelangt am 11. Dezember 1948.)

I. Ein nadeliger Wulfenit aus dem Dirstentritter Bergbau.

Durch einen liebenswürdigen Hinweis des Herrn Dr. *Kostelka* (Bleiberg) wurde ich vergangenen Sommer bei der Befahrung des Bergbaues Dirstentritt bei Nassereith in Tirol auf eine merkwürdige Ausbildungsform des Wulfenites aufmerksam, die für dieses Mineral durchaus ungewöhnlich erscheint. Ich fand beim Aufstieg vom Karl-Eduard-Stollen zum Maria-Heimsuchungs-Stollen, unterhalb des 4. Laufes vom oberen Stollen aus gerechnet, dünne und äußerst gebrechliche Nadeln von Gelbbleierz.

Vom gleichen Bergbau berichtet erstmalig [1] *W. Hammer* (8) über einen nadelförmigen Wulfenit, den er nur kurz folgendermaßen beschreibt: „Der Wulfenit überzieht in dichten Überzügen von nadelförmigen 1—4 mm langen Kriställchen die Wandung von Klüften und Hohlräumen. Die Kriställchen zeigen unter der Lupe oder unter dem Mikroskop eine bei diesem Mineral seltene langgestreckte prismatische Ausbildung. Ein oder zwei tetragonalhemiedrische Prismen sind kombiniert mit steilen Pyramiden, seltener mit Endflächen. Die Prismen zeigen Riefung entsprechend der Pyramidenspaltbarkeit." Gleicherweise erwähnt *M. Isser* (11) in einer bergbaukundlichen Arbeit vom gleichen Ort Gelbbleierz, das „in zarten nadelförmigen Gebilden auf Klüften und Spalten unmittelbar im Hangenden und Liegenden des Kalksteines vorkommt". Sonderbarerweise ist in der gesamten mineralogischen Literatur über diesen eigenartigen Habitus des Wulfenites nichts weiteres bekannt geworden. Allein in *Tschermaks* Lehrbuch der Mineralogie finden wir eine Notiz (22) über nadelförmige Kristalle längs Verruschelungszonen in Bleiberg, Nassereith, Dirstentritt und vom

[1] Das zusammenfassende Werk von *G. Gassner* „Die Mineralien Tirols" enthält noch nichts über dergestaltige Wulfenite.

Tschirgant [1]. Ich entdeckte zuerst kleine Nester von hellgelben bis orangegelben Nädelchen, die in Verbindung mit Bleiglanzspuren auf dem grusigzersetzten Wettersteinkalk saßen. An einer anderen Stelle bildeten die Nadeln gleichsam einen schütteren Rasen, der First und Ulme des Aufbruches überzog. Aus dem brekziösen dunklen, teils rötlich gefärbten Wettersteinkalk starrten größere und kleinere Nadeln — die größten waren zirka 15 mm lang — oder saßen als Büschelchen gleich Blüten auf dem Gestein (Abb. 1). Auf dem stark

Abb. 1. Nadelige Wulfenitaggregate von Dirstentritt, Nordtirol. (Vergrößerung 2 mal.) Photo: Bors u. Müller, Wien.

durchklüfteten Wettersteinkalk fanden sich außerdem feinkristalline gelbliche Wulfenitanflüge und millimetergroße Kalzitkristalle, die zum Teil mit einem eisenhältigen rötlichen Überzug bedeckt waren und zweifellos älter als der Wulfenit erschienen. Die Tracht des Kalzites bildeten vorzugsweise steile Rhomboeder, wie sie typisch für die jungen Kalzitbildungen in der Hutzone der Lagerstätten auftreten.

[1] Das Vorkommen des Nadelwulfenites in den Bauen am Tschirgant wurde mir von Herrn Dr. *Kostelka* bestätigt. *W. Hammer* charakterisiert sie als spitzpyramidale, kürzere und gedrungene Nadeln ohne Endflächen.

Der von mir befahrene Aufbruch folgt einer steilstehenden NW—SO streichenden Gangspalte, in der der vorhandene Bleiglanz bereits weitgehendst karbonatisiert worden war.

Aus dieser kurzen Darstellung geht bereits hervor, daß dieses beschriebene Wulfenitvorkommen jungen und jüngsten Alters sein dürfte. Wie könnte man sich denn das Bestehen solcher zerbrechlicher Gebilde erklären, die nur unter besonderen Vorsichtsmaßregeln heil ans Tageslicht zu bringen sind? Der Aufbruch war, wie ich erfuhr, in den Jahren des ersten Weltkrieges geschlagen worden. Wettersteinkalk mit älterem Bruch trug Wulfenitkristalle, als Versatz vor Jahresfrist aufgeschichtete Gesteinsblöcke waren frei von Kristallbildungen. Die Wulfenitkristalle dürften also vielleicht nicht älter als dreißig Jahre sein; man müßte denn annehmen, die Kristalle hätten in Spalten und Hohlräumen den Stollenbau überstanden.

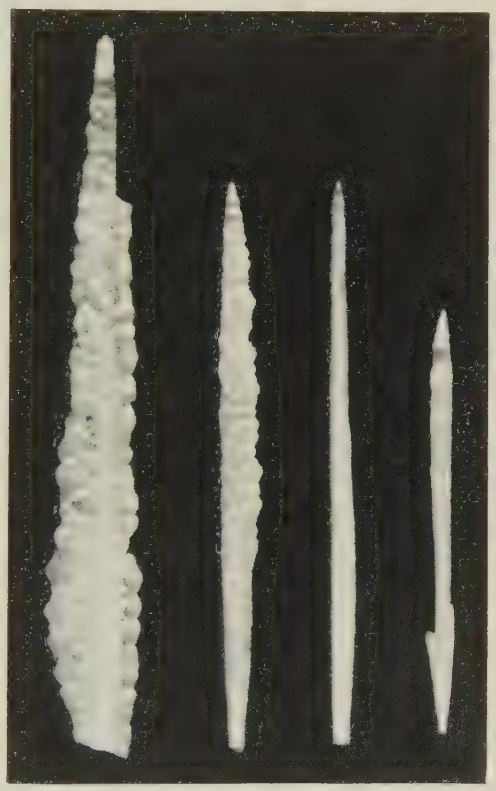


Abb. 2. Einzelkristalle des Nadelwulfenites von Dirstentritt, Nordtirol. (Vergrößerung 8fach.) Photo: Bors und Müller, Wien.

Auch *W. Hammer* (8) legt ihnen ein jugendliches Alter bei, was schon aus den zarten Nädelchen hervorgehe. *P. Krusch* (14) erwähnte ebenfalls Wulfenitkristalle von Dirstentritt als ganz junge Verwitterungsbildungen: „in feinen Äderchen, bündelförmigen Aggregaten und in Drusen, ganz ähnlich wie Gips in vielen Sulfidlagerstätten". Rezente Bildung des Wulfenites wird auch von *C. Schmidt* (17) für das Vorkommen der Mine Collioux bei St. Luc (Wallis) angenommen. *E. Dittler* (3) beschreibt sehr junge Wulfenitkristalle von der Halde des Christoffistollens (Goldzeche/Mölltal, Kärnten) und junge kryptokristalline Überzüge des Kalksteins bei Kilometer 3 des Bleiberger Franz-Josef-Stollens.

Der chemische Nachweis von Blei (Kaliumjodid) und Molybdän (Kaliumxantogenat) bestätigt, daß es sich um Wulfenit handelt. Überdies wurde eine Drehkristallaufnahme nach der Längsrichtung der Nadel durchgeführt, die die bekannten Konstanten der Elementarzelle des Wulfenites ergab *(Strunz* [21]*)*.

Die nadeligen Kristalle in einer durchschnittlichen Länge von 10 mm und Stärke von 0·1 bis 0·5 mm sind von hellgelber, orangegelber oder mehr rötlicher Farbe.

Es lassen sich unter dem Binokular verschiedene Typen von nadeligen Kristallen unterscheiden. Sie sind stets einseitig ausgebildet, da sie mit einem Ende aufgewachsen sind (Abb. 2). Es lassen sich zunächst mehr heller gefärbte Nadeln erkennen, die von einem Prisma und der dazugehörigen Pyramidenform gebildet werden. Die Prismenfläche zeigt eine Streifung parallel zur Kante, die Prisma und Pyramide miteinander einschließen. Da die Kristalle nur diese einfachen Flächformen aufweisen und goniometrisch nicht mehr zu identifizieren sind, habe ich eine Drehkristallaufnahme nach einer zu den Prismen senkrechten Querachse gemacht. Die Auswertung der Aufnahme ergibt für die Prismen die Indizes m (110). Weiters habe ich mit dem Mikroskopdrehtisch den Winkel zwischen zwei gegenüberliegenden Pyramidenflächen an zehn ausgesuchten Kristallen bestimmt. Im Mittel folgt für die Poldistanz der Pyramidenfläche $\rho = 65^0\,47'$ [1]. Dies entspricht der Einheitspyramide p (111). Die Prismenflächen sind jedoch meist gegen die Spitze zu geneigt, so daß die Nadeln sich nach dieser Richtung hin verjüngen. Den so entstandenen steilen Pyramiden lassen sich keine einfachen Indizes zuordnen.

Eine Erklärung für diese abnormale Ausbildung gibt das andere Extrem der Nadelform, dessen Färbung mehr zu rötlicheren Tönen neigt: Der Kristall ist aufgelöst in einzelne Subindividuen, die sich gegen die Spitze verkleinern und so ein nadeliges Gebilde formieren. Eine größere Anzahl von tetragonalen Bipyramiden p (111) ist nach der Basis verwachsen und bildet einen Kristallstock. Zwischen dieser und der anfangs erwähnten Ausbildung gibt es alle Übergänge von deutlich abgesetzten Subindividuen bis zur Kombinationsstreifung auf Prismenflächen. Diese einfachen Kristallstöcke können wieder zueinander verwachsen sein, so daß massivere Nadeln entstehen, die einen kreuzförmigen Querschnitt erhalten.

[1] Aus zehn Messungen von $111 \wedge \overline{1}11$ mit dem Mikroskopdrehtisch folgt für $\rho = 65^0\,35'$.

Nach den Winkeltabellen von *V. Goldschmidt* (6) ist $\rho_{(111)} = 65^0\,51'$.

Auch Anordnung der Nadeln zu Büscheln und strahligen Aggregaten lassen sich beobachten.

Ähnliche Kristallstöcke konnte ich an einer Stufe sehen, die aus der Betriebssammlung des Bergbaues Dirstentritt stammt. Ein von Gangletten überzogenes Bleiglanzstück überdecken gedrungene durchscheinende Kriställchen von orangegelber Farbe. Sie weisen gewöhnlich einen keulenförmig verdickten Kopf auf, den wieder die Einheitspyramide krönt, wie aus zehn mikroskopischen Messungen für $\varphi = 65^0\,51'$ hervorgeht (Abb. 3). Die unregelmäßigen Prismenflächen tragen wieder die geschilderte Kombinationsstreifung. Unter dem Mikroskop zeigen die Kristalle gerade Auslöschung, sind optisch einachsig und haben negative Doppelbrechung. Sie zeichnen sich durch einen überaus starken Pleochroismus aus, auf den ich später noch zurückkommen möchte: auf (100) nach ε orangebraun und nach ω gelbgrün.

Abb. 3. Kleiner nadeliger Wulfenitkristall von Dirstentritt, Nordtirol. (Vergrößerung 60fach.) Photo: Borsu. Müller

Die durchscheinenden Kriställchen lassen im Innern etwas dunklergefärbte nadelige Wachstumszonen erkennen. Ich habe bis acht solcher Zonen gezählt. Wir sehen so, daß die Anlage des Kristallstockes von Anbeginn schon vorgezeichnet worden ist und das Breitenwachstum erst später einsetzte. Die Ausblühung des Wulfenites in zarten Kristallstöcken zeugt von der großen Kristallisationsgeschwindigkeit und Schwankungen der Zufuhr an Lösung, die lokal auf den Kristall beschränkt sein mögen.

Bisher ist über Parallelverwachsungen nach der Basis, im besonderen von tetragonalen Bipyramiden p (111) beim Wulfenit nur wenig bekannt geworden. *L. Bach* (1) beschreibt eine Parallelverwachsung von Kristallen auf Bleiberger Stufen. Acht einzelne braungelbe bis rotgelbe Tafeln, eine Kombination von p (111) und m (110), verwachsen zu einer nach oben sich verjüngenden Pyramide. Eine hübsche Parallelverwachsung von zwei Kristallen bringt *A. Sigmund* (20) aus Annaberg/Niederösterreich. Zwei Kristalle mit herrschender Form p (111) verwachsen ähnlich wie beim „Szepterquarz", wobei der obere Kristall etwas kleiner und manchmal etwas lichter als sein Träger gefärbt ist. Im übrigen sind Parallelverwachsungen nach c (001) beim Wulfenit durchaus keine Seltenheit, sondern eine häufige Erscheinung. Ich konnte diese Parallelverwachsungen von Tafeln und Bipyramiden an zahlreichen Blei-

berger und Mießer Stufen beobachten, worauf ich im folgenden noch verweisen werde [1].

Am ehesten lassen sich jene aufgefundenen nadelförmigen Gebilde mit den Kristallstöcken vergleichen, die *Hiortdahl* (10) bei der Synthese des Powellit $CaMoO_4$ aus dem Schmelzfluß der Komponenten $CaCl_2$ und $NaMoO_4$ erhalten hat.

Solche Gebilde entstanden auch bei gleichartigen Wulfenitsynthesen, die ich gemeinsam mit Prof. *Haberlandt* ausgeführt hatte. Die Schmelzen wurden schnell abgekühlt.

II. Neuere Wulfenitvorkommen in Bleiberg / Kärnten.

Aus der Grube Stefanie der Bleiberger Union sind in den letzten Jahren einige bemerkenswerte Wulfenitfunde bekannt worden. Es sind vor allem zwei getrennte Fundstellen, deren Paragenese und Ausbildungsformen des Wulfenit für sich besondere Eigenart zukommt. Beide Vorkommen sind unmittelbar an oxydierte Erzgänge gebunden.

Das erste Vorkommen war zirka 150 m unter Tag oberhalb des 3. Laufes (bei Kilometer 6·3 des Franz-Josef-Stollens). Dieser einmalige Wulfenitfund lag auf kleinem Raum im Barbaraerzgang. Dieser hat das für diesen Lagerstättenteil typische NO—SW-Streichen. Der Erzgang führte hier reichlich Bleiglanz mit Baryt, die Blendevererzung fehlte. Der Bleiglanz war hier zum größten Teil oxydiert, der Gangkalzit zersetzt und nur der Baryt in der Gangmasse erhalten geblieben. Den Gang durchsetzte unregelmäßig in seiner Längsrichtung ein Kanal oder „Krack", wie die Bergleute solche Zeugen vergangener Wassertätigkeit zu nennen pflegen. Das beschriebene Wulfenitvorkommen lag an der Scharung des Erzganges mit der Hauptsüdschlagfläche.

Die Vererzung wurde mehrfach durch junge OW-Verwürfe durchsetzt, von denen zwei Verwürfe jene eigenartige Wulfenitinsel begrenzten. Darüber hinaus wurden bis heute keine ähnlichen Wulfenite im Gangbereich aufgefunden [2].

[1] Kristallographisch vergleichbare Wulfenite konnte ich dagegen an Sammlungsstufen aus Bleiberg und auch Mieß beobachten. So wurden mir dankenswerterweise von Hofrat Prof. *H. Michel* aus der Sammlung des Wiener Naturhistorischen Museums vom Friedrichstollen in Bleiberg grünliche Nadeln und vom Rudolfschacht (4. Lauf, Maschinkluftgang) ähnliche Kristalle zur Bearbeitung zur Verfügung gestellt.

[2] Ganz ähnliche Kristallbildungen: graue nadelige Wulfenite, vermengt mit grünlichen dicktafeligen Kristallen und rötlichen Bipyramiden wurden jüngst im Revier Franz-Josef in einem analogen Vorkommen angetroffen.

Bei der Besichtigung des Aufschlusses konnte ich an einem der OW-Verwürfe einen einwandfreien Wulfenitspiegel beobachten, der ein tektonisch junges Alter des Verwurfes annehmen läßt oder andererseits auf ein relativ größeres Alter der Wulfenitbildung schließen läßt. Bekannt von diesem Fund sind aber auch brekziöse Brocken des ausgebleichten grusigen Wettersteinkalkes, die mit Wulfenitkristallen vermengt sind. Der Wettersteinkalk hat außerhalb des Gangbereiches keine bedeutsamen Veränderungen erlitten. Die Zufuhr der immerhin beträchtlichen Molybdänmengen muß angenommen werden.

Mannigfach sind die Farben: rotbraun, honiggelb, gelblich, grünlichgelb bis olivgrün und grauschwarz bis farblos. Mannigfach ist die Tracht: Tafeln nach c (001) mit b (113) und auch m (110), Bipyramiden p (111) und eigenartige nadel- oder spindelförmige Formen, auf die ich noch zurückkommen werde. Über die Verteilung der einzelnen Varietäten am Fundort wäre festzustellen, daß die größeren rötlichen bipyramidalen und honiggelben, auch orangegelben tafeligen Kristalle zusammen mit grünen und den charakteristischen farblosen Wulfeniten mehr die Kernzone längst des Kracks erfüllten, während vor allem dünntafelige grüne oder gelbliche, auch kleinere orangegelbe bipyramidale Wulfenite in den Spalten der Randzone im Wettersteinkalk zu finden waren. Die Sukzession der erwähnten Wulfenittypen ist nicht leicht zu übersehen und soll noch näher untersucht werden.

Am auffallendsten sind die farblosen oder durch Einlagerungen grau bis schwarz gefärbten Wulfenite, die manchmal auch einen leichten Stich ins Gelblichgrüne aufweisen können. Bezeichnend für Färbungsursache und Bildung dieser Wulfenite, ist die Beobachtung, daß jene farblosen Nadeln sich zwischen Wulfenite mit grünlichen Farbtönen einreihen, die meist tafeligen Habitus vorwalten lassen und ihrerseits Kristallen mit rötlichen oder gelblichen Farben nachfolgen oder vorangehen. Die Ursache der Grünfärbung ist noch der Gegenstand eingehender Untersuchungen, während das Rätsel der Gelb- und Rotfärbung im wesentlichen als gelöst betrachtet werden kann.

Gemeinsame Untersuchungen mit meinem verehrten Lehrer Prof. *Haberlandt* führten zu dem Ergebnis, daß dieses Farbenspiel von einem geringen Chromgehalt abhängig erscheint [1]. Es ist notwendig zu bemerken, daß jene farblosen Kristalle nach einer spektrographischen Aufnahme, die freundlicherweise vom Herrn Dozent *Fr. X. Mayer* durchgeführt worden ist, fast kein Chrom und Vanadin ent-

[1] Eine ausführliche Arbeit hierüber soll an anderer Stelle veröffentlicht werden.

hielten. Es zeigt sich auch im Dünnschliff, daß in den farblosen Anteilen keinerlei Pleochroismus auftritt, während Partien, die von grünlichem oder gelblichem Wulfenit herrühren, die geschilderten pleochroitischen Eigenschaften haben. Es liegt nahe, daß die optischen Eigenschaften des Wulfenites vom Chromgehalt abhängig sind.

Die schwarze oder graue Färbung rührt von dunklen flockigen Einlagerungen her, die wahrscheinlich als Überreste des zersetzten Bleiglanzes anzusehen sind. Nach *P. Groth* (7) stammt die gleichartige Graufärbung an den Přibramer Wulfeniten vom Bleiglanz der Unterlage und die farblosen Kristalle sind reinstes Bleimolybdat, die hier Einlagerungen von feinstem Bleiglanzmulm zeigen. Diese schwarzen Einlagerungen sind auf den farblosen Wulfenit und die angrenzenden grünlichen Individuen beschränkt.

Eine Analyse von reinem farblosen Wulfenit brachte folgendes Ergebnis:

PbO	60·67%
MoO_3	39·15%
R_2O_3	0·06%
CaO	0·09%
Summe	99·97%

Kristallographisch ähnliche Wulfenite gibt *P. Groth* (7) von Berggießhübl/Sachsen an, die irrtümlicherweise für Stolzite angesehen worden waren: p (111) mit der gekrümmten Fläche eines Tritoprismas. Für die Přibramer Kristalle wird von demselben Autor p (111), ζ (740) und das ditetragonale Prisma r(430) angegeben. *A. Johnson* (12) beschreibt solche nadelige Kristalle mit p (111), c (001) und β (230) mit schräger Streifung. Die Kristalle sind deutlich hemimorph, da (00$\bar{1}$) fehlt und (111) kleiner als (11$\bar{1}$) ausgebildet ist. *L. Bach* (1) findet an den Přibramer rauchgrauen Wulfeniten die Flächenformen: c (001), p (111), β (230), m (110), r (430) und q (210). Von Bleiberg allein sind aus der Grube Max/Kreuth nach *V. v. Zepharovich* und *A. Brunnlechner* (25, 24, 2) graue spitzpyramidale Kriställchen mit geringem Kalziumgehalt (zirka 1% CaO) bekannt geworden. Der Wulfenit war wie am Barbaraerzgang mit zerborstenem Bleiglanz, kreideähnlichen Kalkpartien, aber auch Cerussit, jüngerem gelben Wulfenit und Hemimorphit vergesellschaftet. Man beobachtete die Flächen: p (111) dominierend, untergeordnet c (001) und o (011), matte gewölbte Tritoprismen, die schlecht vermeßbar waren und lamellaren Aufbau hatten.

Ihre Indizierung war unsicher: ζ (740) und q (210) [1]. Die Kristalle konnten auch gelbliche, bräunliche oder grünliche Farbnuancen haben. Die dunkler gefärbten Kristalle hätten sich durch einen größeren Kupfergehalt ausgezeichnet (zirka 0·4% CuO)[2].

Die durchschnittlich 1—2 cm großen Kristalle des Barbaraerzganges und auch vom 5. Lauf Franz-Josef (Siehe Anmerkung oben!) weisen fast stets die gut reflektierenden Einheitspyramiden p (111) auf. Außerdem sind m (110) oder häufiger Tritoprismen vorhanden, die aber keine normalen Reflexe, sondern nur Lichtzüge ergeben, die immer nach p (111) streben. Die Lichtzüge sind verschwommen und breit, aber meist hinreichend deutlich, um eine Indizierung zu gewährleisten. Der Meßfehler beträgt im äußersten Fall 3°, das ist die Maximalbreite der Lichtzüge. Der Schnittpunkt der Lichtzüge mit der Prismenzone gibt die so indizierten Flächen.

Für gewöhnlich treten zwei Tritoprismen in verschiedener Kombination auf: q (210) oder ζ (740) als bevorzugte Flächen, ebenso β (230), meist untergeordnet r (340) ditetragonal oder auch ζ (740), selten α (560). Die Tritoprismen zeigen immer lamellar eine deutliche Kombinationsstreifung nach [p q], [p r], [p ζ] oder [p β]. Ebenso kann die Einheitspyramide auf dem den Prismen zugewandten Teil eine Streifung parallel den Kanten tragen. Die Kristalle erinnern entfernt an den schon beschriebenen Wulfenit von Dirstentritt. Für die Wachstumsgeschichte ist jedoch bemerkenswert, daß sich in diesen Kristallen dunkle Einlagerungen parallel zur Basis stellen.

Außerdem tritt auch bei diesen Kristallen eine rauhe Abstumpfung nach c (001) auf, wobei bisweilen ein eigenartiges Wachstumsgrübchen mit einer Erhebung in der Mitte zu beobachten ist.

Die Prismenflächen sind gekrümmt und geneigt und verleihen dem zweiseitigen Kristall Spindelgestalt. Die Kristalle sind meist so aufgewachsen, daß sie nach der Basis orientiert auf tafeligen oder pyramidalen Individuen aufsitzen. Andererseits können gleichermaßen orientierte tafelige Kristalle auf der Abstumpfung nach c (001) als neue Generation fortwachsen.

Das zweite interessante Vorkommen und zugleich die größte Wulfenitkonzentration findet man aber 300 m unter Tag am 6. Lauf

[1] Wie ich an einer solchen alten Stufe der mineralogischen Sammlung des naturhistorischen Museums in Wien sehen konnte, die mir dank des freundlichen Entgegenkommens von Hofrat Prof. *H. Michel* zugänglich gemacht wurde, tritt auch hier die schon im ersten Abschnitt beschriebene Parallelverwachsung nach der Basis deutlich hervor.

[2] Nach eigenen spektrographischen Untersuchungen einiger verschieden gefärbter Wulfenitkristalle bezweifle ich jenen hohen Kupfergehalt. Die von mir untersuchten Bleiberger Wulfenite enthielten nur bis 0,005% Cu.

der Grube Stefanie. Bei der Erschließung dieses Grubenbereiches wurden nach der Schilderung des Vorstehers *A. Unterlass,* dem ich an dieser Stelle für seine Bemühungen danken möchte, in den Jahren 1943 bis 1945 eine NO—SW-Kluft angefahren, die reichlich stahlgrauen korrodierten Bleiglanz mit Cerussit und Kieselzinkerz führte. Beim Abbau stieß man auf eine offene Gangkluft, deren Wandungen fast zur Gänze mit größeren Wulfenittafeln bedeckt waren. Die Kluft war zum Teil mit losen Brocken des Wettersteinkalkes erfüllt, die auf der geschützten Unterseite große und schöne Wulfenitkristalle trugen. Die lettenbedeckte Oberseite zeigte nur kleinere und unansehnlichere Wulfenite. Der Wulfenit wurde

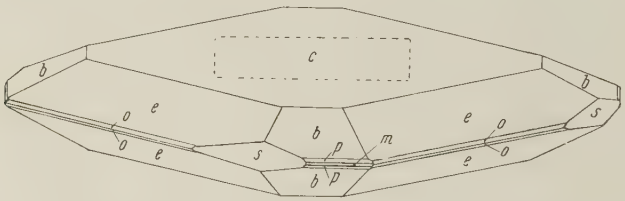


Abb. 4. Tafeliger Wulfenitkristall, Bleiberg, Grube Stefanie, 6. Lauf: c (001), e (012), b (113), s (131), p (111), o (011), m (110). Das quadratische Kernstück ist nach (110) orientiert. Idealisiert gezeichnet.

ebenso zusammen mit Bleiglanz, Cerussit und Plumbokalzit angetroffen wie auch mit Kieselzinkerz, dessen knolligen Aggregate im Limonitmulm verborgen lagen. Eine umfangreiche Zerstörung der Kristalle durch tektonische Bewegungen konnte nicht beobachtet werden.

Die Kristalle am Wettersteinkalk zeigen stets zwei Trachten: matte rötliche Tafeln und gelbe Tafeln meist von außerordentlichem Glanz. Die rötlichen Tafeln, die oberflächlich manchmal einen Stich ins Violette aufweisen, sind eine Kombination von c (001) und b (113) als untergeordnete Fläche. Diese Kristalle zeigen häufig eine Parallelverwachsung nach der Basis. Die Flächenkombination der gelben Generation ist abwechslungsreicher: c (001), dann folgt e (012) und b (113), p (111), m (110) und o (011) sind nur angedeutet, n (010) kann auch fehlen. Die Hemimorphie kann sich in der Variation der Größe von e (012) und b (113) ausdrücken oder, was am häufigsten der Fall ist, durch die Anwesenheit der Tritopyramide s (131), die regelmäßig nur auf einer Kristallhälfte aufscheint. Diese sehr steile Fläche kommt bei dieser häufigen Varietät des Bleiberger Wulfenit allgemein vor, so daß die hemimorphe Ausbildung den Reiz der Seltenheit verliert. Da die Fläche s (131) etwas gerundet ist und dadurch schwerer vermeßbar, war sie ursprünglich für ein Tritoprisma gehalten worden. *Koch* (13) zweifelte diese von

Naumann (16) gefundene Flächenform an. *L. Bach* (1) bestätigte dann das Auftreten von s (131). Einen für dieses Vorkommen typischen Kristall habe ich in Abb. 4 dargestellt.

Die Endfläche c (001) kann, wie ich beobachten konnte, auch Vizinalflächen mit den Indizes Φ (0.1.16) und χ (0.1.12) tragen. c (001), p (111), b (113) und o (011) liefern stets gute Reflexe, e (012) ist matt und kann auch als Wachstumserscheinung eine sehr deutliche Streifung nach der Pyramide b (113) haben, die in der bevorzugten Wachstumsrichtung liegt.

Abb. 5. Zwei Wulfenitgenerationen, Bleiberg, Grube Stefanie, 6. Lauf. Die dunkleren Kristalle c (001) mit b (113) werden von den lichten Tafeln mit c (001) mit vorwiegend e (012) umwachsen. (Etwa natürliche Größe). Sammlung Ing. Kontrus. Das Photo wurde dankenswerterweise von Herrn Ing. K. Kontrus zur Verfügung gestellt.

Die gelben Kristalle lassen auf c (001) einen Zonenbau nach (110) und eine milchige Quadrattafel im Kern erkennen, deren Seitenkanten (110) parallel gehen. (Abb. 4). Die Erklärung ist offenkundig im Trachtenwechsel zu finden. Diese Erscheinung ist sehr häufig auch auf älteren Stufen von Bleiberg zu sehen. In der ältesten Monographie des Wulfenites 1785 beschreibt der Kärntner Naturforscher und vorzügliche Beobachter *X. Wulfen* (23) einen „wasserichtzitronengelben fliesigen Bleyspat mit vier, aber widersinnig eingeschriebene und anders gefärbte Raute einschließenden Fliesen" und bringt kolorierte Bilder von solchen Wulfenitstufen zum Abdruck u. a. c. o. Tab. 4, Fig. 10).

Übereinstimmend mit Herrn Ing. *K. Kontrus* fand ich die rötlicheren Kristalle als die ältere Generation, die unmittelbar den Wettersteinkalk bekleidet und zum Teil mit Limonit oder einem eisenschüssigen Tonbelag bedeckt ist.

Auf Grund der schon angeführten Erkenntnisse bestimmte ich den Chromgehalt beider Trachten und fand im rötlicheren Wulfenit 0·008% Cr und in lichteren gelben Individuen 0·003% Cr. Mangels leicht gangbarer empfindlicherer Möglichkeiten wurde zunächst das Chrom ohne Abtrennung des Molybdän nach einem Aufschluß mit Soda-Salpeter einfach als Chromat kolorimetriert. Es wurden in diesem Fall je zwei Analysen durchgeführt. Die Proben wurden nur ein und derselben Stufe entnommen.

Bemerkenswert ist schließlich auch die Beobachtung, daß die gelben durchsichtigen Kristalle oft um die ältere Generation nach c (001) orientiert gewachsen sind. Die roten Tafeln erscheinen in 45°-Stellung aufgesetzt, da die e (012)-Flächen der jüngeren Tracht bevorzugt groß gewachsen sind und diese Flächenform bei der älteren Generation vollständig fehlt (Abb. 5).

III. Einige kritische Bemerkungen zur Genesis des Wulfenites.

Aus Beobachtungen an Ort und Stelle mag man es sich erlauben, einen vorsichtigen Schluß auf die Bildungsbedingungen und ihre Verschiedenheiten an beiden erwähnten Wulfenitfundstellen zu ziehen. Am Barbaraerzgang fanden die Umsetzungen bei der Zersetzung des Bleiglanzes auf engem Raum statt. Vielleicht waren die Lösungen dabei konzentrierter als im zweiten Fall. Am 6. Lauf der Grube Stefanie gab es größere Hohlraumbildungen. Weiters wird der bleiische Barbaraerzgang wesentlich andere Lösungsgenossen geboten haben, als am 6. Lauf, wo neben Bleiglanz auch Zinkblende und Markasit auftraten.

In beiden Fällen muß man annehmen, daß das Molybdän zugeführt worden ist. Von einer Lateralsekretion auf engem Bereich kann man sicherlich nicht sprechen. Es bleibt die Frage strittig, ob bei der Entstehung des Gelbbleierzes aszendente oder deszendente Wässer am Werk waren, ob das Molybdän magmatischen oder sedimentär-organischen Ursprungs ist. Es sei aber den laufenden Untersuchungen mit einer Entscheidung nicht vorgegriffen.

Soviel steht jedenfalls fest: Die reichhaltigen Wulfenitvorkommen sind auf die nördlichen und südlichen Kalkalpen und auf bestimmte geologische Horizonte, wie den Wettersteinkalk und die Raibler Schichten, beschränkt.

Der Wulfenit ist eine Hutbildung (*A. Himmelbauer* [9] und *P. Krusch* [14]). Seine Konzentration nimmt gegen die untere Hutgrenze zu, um dann um so plötzlicher in der Tiefe zu verschwinden. Dabei kann von einem regelmäßigen Grundwasserspiegel in kalkigen Gesteinen, die zu Karsterscheinungen wie „Kracken" führen, nicht

die Rede sein (*H. Schneiderhöhn* [18]). Die Zunahme des Wulfenites geht somit parallel der Zunahme des CO_2-Gehaltes der Tagwässer, der an der Hutgrenze ein Maximum erreicht. Zweifellos bildet sich der Wulfenit aus mehr alkalischen Lösungen, wovon die Limonitabsätze zeugen. Dem CO_2-Gehalt könnte nach *A. Himmelbauer* (9) und *E. Dittler* (3, 4) bei der Ausfällung des Bleimolybdates sicherlich eine fördernde Aufgabe zukommen.

Mögen auch als Seltenheit einzelne Wulfenitkriställchen aus größeren Teufen (so vom Antonischacht, 400 bis 500 m unter Tag) bekannt geworden sein, stets finden sie sich aber mittelbar oder unmittelbar mit anderen typischen Oxydationsmineralien, wie z. B. Cerussit- oder Limonitbildungen vergesellschaftet.

Mit der Zunahme der Wasserführung des Gesteines steigt die Möglichkeit des Auftretens von Gelbbleierz. Diese Bedingung erscheint notwendig, aber nicht hinreichend.

Es ist ferner bekannt, daß Organismen Molybdän um mehr als den tausendfachen Betrag des Verteilungskoeffizienten in der obersten Erdkruste anreichern können.

W. Siegl (19) konnte im bituminösen Hauptdolomit, speziell in den bituminreichen Einlagerungen, Molybdän mit Kaliumxanthogenat sicher nachweisen.

Eigene spektrographische Untersuchungen von Sedimentgesteinen aus Bleiberg, besonders von Hauptdolomiten und „Ölschiefern", ergaben neben Molybdän, das fast regelmäßig angetroffen wurde, auch u. a. Gehalte an V, Cr, Ti, Ni, Cu, Pb und B. Es spricht sicherlich manches dafür, daß die Quelle des Molybdän in den bitumenhaltigen Sedimenten zu suchen wäre.

Unklar und unbekannt bleibt jedoch: Vor allem wäre das Mysterium der Molybdänherkunft nur dann einwandfrei im Sinne sedimentär-organischer Ableitung als enthüllt zu betrachten, wenn dieses Element in genügender Konzentration (10^{-1} bis 10 $^{+}/_{0}$ je nach Mächtigkeit) in den von der Vererzung und Hutbildung unmittelbar betroffenen geologischen Horizonten nachgewiesen wäre.

Das Molybdän müßte im Sedimentgestein stets gegenüber seinen verwandten Elementen, wie Chrom, Vanadin und Wolfram relativ angereichert sein oder ihrem Betrag zumindest gleichkommen, da die gleichfalls möglichen Bleimineralien dieser Elemente zurücktreten oder überhaupt fehlen. Auch eine Phosphorarmut müßte nachgewiesen werden.

Merkwürdig und zunächst unerklärlich ist das Zurücktreten des gleichfalls organophilen Schwermetalles Vanadin als Mineralbildner

auf diesen Lagerstätten. Der Wulfenit selbst enthält Vanadin in der Größenordnung von 10^{-1} bis 10^{-2}% V.

Gleichfalls verzettelt erscheint das Chrom, wobei es nicht zur Bildung von Krokoit gekommen ist. Nur im Wulfenit reichern sich nennenswerte Crommengen (10^{-2} bis 10^{-3}% Cr) an, ebenso im seltenen Deskloizit und Vanadinit.

Aus den angereicherten Mengen an Gelbbleierzen, die durchaus bergbaulich nutzbar erscheinen und für eine große Lagerstätte in die Größenordnung von tausend Tonnen Molybdän gehen können, würde man bei dieser Sachlage zweifellos die Zufuhr und Konzentration solcher Molybdänmengen aus der Tiefe annehmen, wobei das Molybdän von einem granitischen Magma stammen müßte oder zumindest auf diese Weise mobilisiert worden wäre. Wismuth, Zinn und vor allem das biophobe Wolfram müßten dann als Spurenelemente auftreten.

Es wäre aber eher denkbar, daß bei Auslaugung der Sedimentgesteine eine Differentiation der sedimentogenen Spurenelemente einsetzt, die durch die Art der Bindung an das Gestein und Unterschiede im chemischen Verhalten bedingt ist. Während vom Vanadin bekannt ist, daß es im Bitumen an stabile Porphyrinkomplexverbindungen gebunden ist, ist vom Molybdän dies nicht erwiesen. Eine weniger stabile anorganische oder organische Molybdänbindung wäre zu vermuten.

Ungeklärt erscheint ferner die Bedeutung eines interessanten Fundes, der nach einer dankenswerten Mitteilung der Bleiberger Werksdirektion von Dr.-Ing. *H. Holler* am 5. Lauf des Rudolfschachtes gemacht worden war. Die zugesandten Proben lassen eine lockere schwarze, zum Teil aber matt metallisch glänzende Substanz erkennen, die nach chemischen Prüfungen im wesentlichen ein Molybdänsulfid darstellt. Zusammen mit dieser Substanz, die auf Harnischflächen dem Molybdänglanz verblüffend ähnlich sieht, kommen ferner Molybdänocker und reichlich Ilsemannit vor, der zuerst von Dipl.-Ing. *E. Hofmann* an dieser Stelle aufgefunden worden war. Die Eigenschaften der fraglichen Substanz weichen jedoch von denen des Molybdänglanzes ab. Die Zerreiblichkeit und Zersetzlichkeit ist auffallend. Es ist äußerst fraglich, ob Molybdänglanz vorliegt. Die Entscheidung soll durch eine Röntgenaufnahme getroffen werden. Die Annahme einer aszendenten Genese wäre daher nicht zwingend.

Alle Untersuchungen darüber (siehe auch die Anmerkung bei der Korrektur) und damit im Zusammenhang über die Mineralisation und die geochemische Verteilung der Spurenelemente in der Bleiberg-Kreuther Lagerstätte sind im Gange und deren Ergebnisse sollen später ausführlichst berichtet werden.

Nachwort.

Die vorliegende Arbeit ist der Anfang weitreichenderer Untersuchungen über den Wulfenit, die von dem ehemaligen Vorstand des Mineralogischen Institutes der Universität Wien o. Prof. *A. Himmelbauer* geplant waren, deren Ausführung und Vollendung aber sein früher Tod verhindert hatte. Diese Arbeit sei seinem Gedenken gewidmet.

Diese Untersuchungen wurden im mineralogischen Institut der Universität Wien durchgeführt. Für alle stets bereitwilligen Unterstützungen und Förderungen, für die Benützung der Apparaturen und der Sammlungen möchte ich vor allem meinen verehrten Lehrern, dem Vorstand des Institutes Herrn Prof. *F. Machatschki,* sowie Herrn Prof. *H. Haberlandt*, auf dessen Anregung und unter dessen ständiger Anleitung die Arbeiten aufgenommen worden sind, herzlich danken. Weiters bin ich dem Generaldirektor des Wiener Naturhistorischen Museums Herrn Hofrat Prof. *H. Michel,* der mir in entgegenkommender Weise das Material aus den ihm unterstehenden Sammlungen zur Verfügung stellte, zum Dank verpflichtet. Ebenso muß ich den Herren Direktoren der Bleiberger Union Dr. *Uchann,* Dr.-Ing. *Tschernig,* sowie vor allem dem Werksdirektor des Bergbaues Bleiberg-Kreuth Dipl.-Ing. *Steiner,* den Betriebsleitern Dr. *Kostelka* und Dipl.-Ing. *Hofmann* für die verständnisvolle Unterstützung, die sie meinen Arbeiten gewährt haben und gewähren, meinen aufrichtigen Dank abstatten. Dem Herrn Doz. *Fr. X. Mayer* habe ich für spektrographische Aufnahmen, die er liebenswürdigerweise ausführte oder zu deren Ausführung er mir die Anleitung gab, zu danken. Ferner sei dem Herrn Ing. *K. Kontrus* und dem Herrn *A. Unterlaß* für die fördernde Überlassung von Stufen und Arbeitsmaterial gedankt.

Anmerkung bei der Korrektur (S. 338, unten): Eigene Röntgenaufnahmen, die dankenswerterweise bei Frau Dr. K. Castelliz am Institut für physikalische Chemie der Technischen Hochschule Wien durchgeführt werden konnten, deuten auf die kolloidale Struktur der fraglichen Substanz. Wiederhohlte Pulveraufnahmen (Cr-Strahlung, 10 mA, 20 KV und siebenstündige Belichtung) zeigen keine erkennbaren Reflexe. Wahrscheinlich liegt also ein kolloidales Molybdänsulfid vor, wie es *H. Cornu* („Über Jordisit", Zeitschr. f. Ch. u. Ind. d. Kolloide 4 [1909], S. 96) erstmalig von Freiberg-Sachsen ohne gesicherte Angabe der Bruttoformel beschrieben hat.

Nach einer inzwischen erschienenen Veröffentlichung von *H. Meixner* („Kurzberichte über neue Kärntner Minerale und Mineralfundorte II", Der Karinthin, Folge 6, August 1949, S. 109) haben mir seinerzeit unbekannte chalkographische und röntgenographische Untersuchungen in Göttingen und Leoben zu dem gleichen Resultat geführt. Eine ausführliche Bearbeitung jenes noch ungesicherten Minerales wird von *H. Meixner* und *O. Friedrich* erfolgen. Durch diese Bestimmungen werden die genetischen Schlüsse von *H. Holler* — hochthermale-pneumatolytische Ent-

stehung — gegenstandslos. Auf Grund einer Werksanalyse dachte er an Molybdänglanz. („Molybdänglanz auf der Bleiberger Lagerstätte", Der Karinthin, Folge 4, Jänner 1949.)

Zur Genesis des Molybdänsulfides ist festzustellen, daß unter Ausschluß der syngenetischen Entstehung wohl anzunehmen ist, daß das Molybdän durch Zufuhr angereichert worden ist. Nach einer Besichtigung der Fundstelle liegt das Vorkommen in einer jüngeren Kluft, die eine Blendevererzung durchsetzt (vgl., auch *H. Holler*, c. o.). Kalkspat vom Typ Freiburg erscheint jünger als der Absatz des Molybdänsulfides.

Als reichliches Spurenelement ist spektrographisch nur Arsen nachweisbar (vgl. auch *H. Holler*, c. o.). Zn und Pb rühren von vermutlich mechanisch beigemengten Erzspuren her. Die sonst den sedimentären Zyklus charakterisierenden Elemente, wie z. B. V, Ni, Cr, Ti, Cu, B, usw., sind nur in geringeren Spuren vorhanden oder fehlen überhaupt.

Der Absatz des Molybdänsulfides ist sicherlich keine Bildung, die der Oxydationszone zuzurechnen ist. Trotzdem ist die Annahme einer späten tiefthermalen magmatogenen Molybdänzufuhr durchaus nicht die einzig diskutierbare Möglichkeit, wie überhaupt die Molybdänfrage nur aus der Summe der Erscheinungen beantwortbar wird. Es wäre so vielleicht denkbar, daß aszendente Wässer das Molybdän den hältigen Gesteinspartien entzogen hätten oder etwa tiefer vordringende deszendente molybdänhältige Lösungen mit sulfidhältigen Thermen in Berührung gekommen wären. Es ist abzuwarten, ob der Fund ein Unicum bleibt.

Während der Korrektur erhielt ich auch von einer größeren Arbeit von *F. Hegemann:* „Die Herkunft des Mo, V, As und Cr in Wulfeniten" (Heidelberger Beiträge zur Min. u. Petr. 1, Heft 5/6, S. 690) Kenntnis. *F. Hegemann* war das Vorkommen des Molybdänsulfides noch unbekannt. Aus dem Spurengehalt des Wulfenites schließt er auf die sedimentäre Herkunft des Molybdäns. Die Quelle des Molybdäns sieht er vor allem in der Oolithbank (eine 0,25 m mächtige bituminöse Mergelbank im Liegenden des ersten Carditaschiefers) mit 0,02% Mo im Durchschnitt. Er kennt aber die Ölschieferlagen im Hauptdolomit nicht. Nach chemischen und spektralanalytischen Untersuchungen konnten von mir auch in den „Ölschiefern" vom Finstergraben und Woschakgraben westlich Bleiberg/Kreuth 0,05 bis 0,1% Mo nachgewiesen werden.

Die Ergebnisse eingehender Untersuchungen über die Herkunft des Molybdän werden in einer gesonderten Veröffentlichung folgen.

Literatur.

1. *L. Bach*, „Über den Wulfenit", Neues Jahrbuch für Mineralogie, Bbd. 54 A (1926) S. 380. — 2. *A. Brunnlechner*, „Die Mineralien des Herzogtums Kärnten", Klagenfurt, 1884. — 3. *E. Dittler*, „Versuche zur synthetischen Darstellung des Wulfenites", Zeitschrift für Kristallographie 53 (1914) S. 158. — 4. *E. Dittler*, „Weitere Versuche zur synthetischen Darstellung des Wulfenit". Zeitschrift für Kristallographie 54 (1915) S. 332. — 5. *G. Gasser*, „Die Mineralien Tirols". Innsbruck, 1913. — 6. *V. Goldschmidt*, „Kristallographische Winkeltabellen". Berlin, 1897. — 7. *P. Groth*, „Mitteilungen einiger am Wulfenit angestellter chemischer Versuche". Zeitschrift für Kristallographie 7 (1883) S. 592. — 8. *W. Hammer*, „Über Gelbbleierz im Oberinntal". Zeitschrift des Ferdinandeums für Tirol und Vorarlberg, 5. Folge (1915) S. 59. — 9. *A. Himmelbauer*, „Gelbbleierz aus Kärnten". Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen, 26 (1907) S. 491. — 10. *Th. Hiortdahl*, „Kristallform der Erdalkali-Molybdate usw.". Zeitschrift für Kristallographie, 12 (1887) S. 411. — 11. *M. Isser*, „Die Blei- und Molybdänvorkommen im oberen Inntal". Bergbau und Hütte, 1919 S. 91. — 12.

A. Johnson, „Zur Symmetrie des Wulfenit". Centralblatt für Mineralogie, 1908, S. 712. — 13. *S. Koch*, „Über den Wulfenit". Zeitschrift für Kristallographie, 6 (1882), S. 389. — 14. *P. Krusch*, „Die mineralogischen Rohstoffe" 2. Heft, Molybdän, Monazit, Mesothorium. Stuttgart, 1938. — 15. *P. Krusch*, „Über die Stellung des Gelbbleierzes in der Reihe der Leiterze im Lichte der im Kriege geschaffenen Aufschlüsse in Kärnten, Werdenfels und Dirstentritt". Zeitschrift für Berg-, Hütten- und Salinenwesen des preußischen Staates, 1918. — 16. *C. Naumann*, Poggendorfs Annalen, 34 (1835) S. 373; 35 (1835) S. 528. — 17. *C. Schmidt*, Eclogae geologicae Helv., 7 (1901) S. 139. — 18. *H. Schneiderhöhn*, „Die Oxydations- und Zementationszone der sulfidischen Erzlagerstätten". Fortschritte der Mineralogie, 9 (1924) S. 67. — 19. *W. Siegl*, „Zur Wulfenitbildung in manchen Blei-Zinklagerstätten". Berg- und Hüttenmännische Monatshefte 92, Heft 1/3 (1947) S. 49. — 20. *A. Sigmund*, „Über einige seltenere Mineralien in Niederösterreich". Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen, 23 (1904) S. 87. — 21. *H. Strunz*, „Mineralogische Tabellen". Leipzig, 1941. — 22. *G. Tschermak*, „Lehrbuch der Mineralogie". Wien, 1927. — 23. *Fr. X. Wulfen* „Über den kärntnerischen Bleyspat". Wien, 1785. — 24. *V. v. Zepharovich*, „Über Brookit, Wulfenit, Stolzit". Zeitschrift für Kristallographie, 8 (1884) S. 583. — 25. *V. v. Zepharovich*, „Mineralogisches Lexikon für das Kaisertum Österreich". III, S. 266.

Aus dem Mineralogischen Institut der Universität Thessaloniki, Griechenland.

Ktenasit, ein Zink-Kupfersulfat aus Lavrion (Griechenland).

Von

P. Kokkoros.

Mit 2 Textabbildungen.

(Eingelangt am 29. März 1949.)

Bei Gelegenheit der Bestimmung der Mineralarten einer aus der Erzgrube von *Kamaresa* in *Lavrion (Attika)* stammenden Sammlung des Mineralogischen Instituts der Universität Thessaloniki bin ich auf ein Mineral gestoßen, das, seinen äußeren Merkmalen nach, mir als ungewöhnlich erschien. Deshalb habe ich es vorerst einer qualitativen chemischen Untersuchung unterworfen, wobei es sich herausstellte, daß es sich um ein wasserhaltiges basisches Zink-Kupfersulfat handelte. Nach einer weiteren sorgfältigen Untersuchung konnte ich feststellen, daß diese Substanz mit keinem der bisher bekannten Kupfersulfate identisch ist. Es handelt sich wohl um eine neue Mineralart, die sich durch folgende Merkmale auszeichnet.

Abb. 1.
Vermessener Kristall, 114 × linear.

Die Stufe auf der das Mineral sitzt, besteht aus einem zelligen Smithsonit, dessen Oberfläche mit einer dünnen Kruste von feinfaserigem Glaukokerinit bedeckt ist. Auf dieser Stufe sitzen spärlich radialblättrige Aggregate von blauen Serpieritkristallen und dazwischen auch viel seltene Gruppierungen von blaugrünen tafelförmigen Kristallen des betreffenden Minerals, deren Größe etwa 1 mm erreicht. Die Täfelchen sind in annähernd paralleler Verwachsung oder zu radial gruppierten Bündeln vereinigt. Ein ziemlich gut ausgebildeter Kristall wurde aus dem Aggregate herausgelöst und röntgenographisch, kristallometrisch und optisch untersucht (Abb. 1). Er zeigt gerade Auslöschung parallel zur größten Kante. Durch Drehung um diese Richtung wurde ein Schichtliniendiagramm und darauf ein Weissenbergdiagramm der Äquatorlinie erhalten. Nach diesen Diagrammen ist der Kristall

monoklin und die Richtung, um die er gedreht wurde, entspricht der b-Achse. Seine Gitterkonstanten sind folgende:

$a_0 = 11{\cdot}16 \pm 0{\cdot}02$ Å $\quad b_0 = 6{\cdot}11 \pm 0{\cdot}03$ Å $\quad c_0 = 23{\cdot}74 \pm 0{\cdot}02$ Å

$\beta = 84^0\,25'$, aus der Weissenbergaufnahme gemessen, oder genauer $84^0\,36'$ nach Winkelmessungen auf dem Reflexgoniometer.

Es sind folgende Reflexe beobachtet worden: (hoo) mit $h = 2n$, (oko) mit $k = 2n$, (hol) mit $h = 2n$ und $l = 2n$, (hkl) beliebig. Daraus folgt als wahrscheinlichste Raumgruppe $C_{2h}^5 = P\,2_1/c$.

Dichte 2·969.

Die Kristalle sind tafelig nach (001) und nach [010], manchmal auch nach [$\bar{1}$10] gestreckt. Auf der Zone [010] wurden außer den Flächen (001) auch die Flächen $q = (101)$ und $a = (100)$, auf der Zone [100] die Flächen $r = (013)$, und auf der Zone [001] die Flächen $m = (210)$ beobachtet. Die Flächen q sind parallel [010] gestreift. Wegen der kleinen Dimensionen des Kristalles und der schlechten Ausbildung der Flächen q und r konnte die Messung der Flächenwinkel am Reflexgoniometer nicht mit guter Genauigkeit durchgeführt werden. Es wurden folgende Mittelwerte gefunden:

$$c : q = (001) : (101) = 60^0\,58'$$
$$c : a = (001) : (100) = 84^0\,36'$$
$$c : r = (001) : (013) = 52^0\,08'$$

Kantenwinkel [010]:[$\bar{1}$10], auf dem Mikroskoptisch gemessen, $\backsim 43^0$.

Nach diesen Daten ist das Kristallbild (Abbildung 2) gezeichnet.

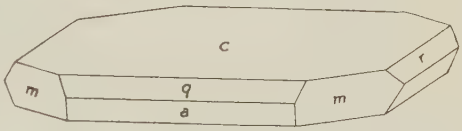


Abb. 2. Idealiserter Ktenasitkristall.

Bemerkenswert ist es, daß das betreffende Mineral hinsichtlich des Habitus und der Gitterkonstanten eine gewisse Ähnlichkeit mit Serpierit aufweist. Wie ich in einer früheren Arbeit zeigen konnte, kristallisiert Serpierit nicht rhombisch, sondern monoklin. Die Kristalle beider Mineralien sind tafelig nach (001) und nach [010] gestreckt. Zum Vergleich werden unten die Gitterkonstanten beider Mineralien angegeben:

Serpierit	Ktenasit
$a = 2 \times 10{\cdot}88$ Å	$a = 11{\cdot}16$ Å
$b = 6{\cdot}29$ Å	$b = 6{\cdot}10$ Å
$c = 20{\cdot}54$ Å	$c = 23{\cdot}74$ Å
$\beta = 84^0\,36'$	$\beta = 84^0\,46'$

Auf Grund dieser morphologischen Ähnlichkeiten könnte man vermuten, daß beide Substanzen eine Strukturähnlichkeit aufweisen,

was aber röntgenographisch nicht bestätigt wird. Ihre Pulverdiagramme sind voneinander verschieden. Außerdem wurde trotz des Zusammentreffens beider Mineralien auf gleicher Stufe kein Zusammenwachsen derselben beobachtet.

In Anbetracht der Nutzbarkeit der Pulverdiagramme für Identifizierungszwecke, werden unten (Tab. 1) die Werte der Glanzwinkel und die relativen Intensitäten der im Pulverdiagramm des neuen Minerals beobachteten Reflexe angegeben.

Tab. 1. Pulverdiagramm von Ktenasit. — Unfiltrierte CuK-Strahlung.

	Glanzwinkel	Intensität		Glanzwinkel	Intensität
1	3° 43′	s. st, breit	26	21° 24′	m
2	6° 9′	sch	27	22° 9′	sch
3	6° 51′	sch — m	28	23° 24′	m — st
4	7° 33′	st	29	24° 6′	sch
5	8° 15′	sch — m	30	24° 54′	sch
6	9° 9′	st	31	26° 15′	s. sch
7	10° 24′	s. sch	32	26° 54′	st
8	10° 51′	sch	33	28° 3′	sch, breit
9	11° 18′	m — st	34	29° 18′	sch, breit
10	11° 54′	m	35	30° 16′	m
11	12° 36′	st	36	31° 3′	m
12	13° 9′	sch	37	31° 27′	s. sch
13	13° 54′	sch	38	32° 30′	s. sch
14	14° 39′	m	39	33° 6′	m
15	15° 9′	m	40	34° 0′	sch
16	16° 19′	s. st	41	34° 33′	sch
17	16° 36′	sch — m	42	35° 0′	m
18	17° 24′	m	43	37° 57′	m — sch
19	17° 45′	m	44	40° 36′	m — sch
20	18° 33′	m	45	44° 6′	s. sch
21	18° 54′	m	46	45° 54′	m — sch
22	19° 24′	m	47	46° 48′	s. sch
23	19° 45′	sch	48	52° 12′	sch
24	20° 27′	s. sch	49	53° 12′	sch
25	21° 0′	m	50	57° 6′	sch

Die Härte ist etwa 2—2·5.

Die Kristalle sind glasglänzend, durchsichtig und haben eine blaugrüne Farbe (Nr. 1010 der Baumann-Praseschen Farbtonkarte). Auf den Tafeln (001) steht fast senkrecht die erste negative Mittellinie n_α; n_γ fällt mit der Symmetrieachse [010] zusammen. Nach Messungen auf dem Fedorovschen Tisch beträgt der

optische Achsenwinkel $2V = 51^0 \pm 1^0$. Die Brechungsindizes n_β und n_γ wurden auf den Tafeln (001) durch Anwendung der Immersionsmethode bestimmt.

$n_\gamma = 1{\cdot}623 \pm 0{\cdot}001$ $n_\beta = 1{\cdot}613 \pm 0{\cdot}001$ $n_\alpha = 1571$ (aus n_β, n und 2 V berechnet).

Das Mineral löst sich vollständig in verdünnten Säuren und in Ammoniak. Beim Erwärmen verliert es allmählich und kontinuierlich das Wasser, ohne sich zu trüben, seine Farbe aber wird gelblich-grün und der Kristall weist auf den (001)-Flächen einen perlmutterähnlichen Glanz auf. Erst bei 280° gibt es das ganze Wasser ab und wird undurchsichtig und schwarz. Während der Erwärmung wurde eine kaum meßbare Vergrößerung des Achsenwinkels im konoskopischen Bilde beobachtet.

Bei einer mikrochemischen Untersuchung der in der Substanz vorhandenen Kationen konnte nur Cu und Zn bestätigt werden. Daß das Mineral nur Cu- und Zn-Kationen enthält, konnte auch noch bei wiederholter spektroskopischer Untersuchung festgestellt werden, wobei nur die Cu- bzw. Zn-Spektrallinien beobachtet wurden.

An Hand einer kleinen Menge (etwa 2·5 mg) von reinen Kristallen, die unter dem Mikroskop ausgelesen wurden, wurde versucht, mikrochemisch quantitative Daten über die chemische Zusammensetzung des Minerals zu ermitteln.

Gefunden: Glühverlust = 19·50%
SO_3 = 19·92%
CuO = 32·44%

Ein weiterer Versuch, an Hand der übriggebliebenen Lösung den ZnO-Gehalt zu bestimmen, scheiterte. Es steht mir leider keine genügende Menge von reiner Substanz mehr zur Verfügung, um eine neue Analyse vorzunehmen.

Wenn wir nun den übrig bleibenden Prozentteil zur Ergänzung der Analysendaten auf 100% dem ZnO zurechnen, so kommen wir mit den vorhandenen Daten über den Wasser- bzw. SO_3-Gehalt sehr nahe zur folgenden Formel: $3\,(Cu, Zn)O \,.\, SO_3 \,.\, 4\,H_2O$.

	SO_3	H_2O
theoretisch	20·49%	18·42%
gefunden	19·92%	19·50%

Einen Einwand gegen obige Formel stellt die Tatsache dar, daß bei einer solchen Zusammensetzung die röntgenographisch berechnete Dichte größer sein sollte als die beobachtete. Man findet nämlich für eine Anzahl Z = 8 der in der Zelle enthaltenen Formelein-

heiten eine Dichte D = 3·18 statt der wirklichen 2·97. Diese Diskrepanz macht die oben angenommene chemische Zusammensetzung fraglich.

Da in anderer Beziehung dieses basische Zink-Kupfersulfat durch seine kristallographischen und optischen Konstanten als eine neue Mineralart definiert wurde, denke ich, daß es mit einem Namen in die Liste der Mineralarten eingetragen werden kann. Deswegen schlage ich für die Benennung dieses Minerals den Namen „*Ktenasit*" vor, zu Ehren meines geschätzten Lehrers, des griechischen Mineralogen Prof. *Const. A. Ktenas* († 1935).

Aus dem Petrographischen Institut der Universität Wien

Bemerkungen über Plagioklaszwillinge nach ($1\bar{3}0$) und (111) sowie über die Banater Verwachsung.

Von

Alexander Köhler, Wien.

Mit 4 Textabbildungen.

(Eingelangt am 29. März 1949.)

Zwillinge nach (130) wurden meines Wissens noch nicht mit Sicherheit festgestellt. *F. Heineck* (1) beschrieb unter ungefähr 60° sich durchkreuzende schmale Plagioklasindividuen, die er auf Grund älterer Beobachtungen (l. c. p. 92) als Zwillinge nach (130) deuten möchte und wies bereits darauf hin, daß solche Zwillinge in basischen Gesteinen ziemlich häufig sind, was auch die Durchsicht von Schliffen, besonders andesitischer Gesteine bestätigt. Auch *M. Sedlacek* (2) stellte an persischen Ergußgesteinen solche Verwachsungen fest.

Obwohl das Prisma nicht als Verwachsungsebene auftritt, so gibt uns der Fedorowtisch doch ein Mittel zur sicheren Identifizierung in die Hand, denn aus der Einmessung der Indikatrixlagen in den Zwillingsteilen muß sich die Symmetriebeziehung feststellen lassen und die Zwillingsebene kann konstruktiv gefunden werden.

In einem seinerzeit beschriebenen granitporphyrischen Ganggestein aus Niederösterreich (3) fiel mir bei neuerlicher Durchsicht der Schliffe ein etwa $^3/_4$ cm großer Plagioklas auf, der nach einem Prismenzwilling aussah (s. Abb. 1), in dessen größerem Individuum 1 und 1′ ein zweites mit 2 und 2′ mit völlig unregelmäßigen Umrissen eingewachsen ist. Die Einmessung ergab:

Ind. 1: $\beta : N = 328^0$, $H = 42{\cdot}5^0$ Ind. 2: $\beta : N = 280^0$, $H = 48^0$
$A_1 = 29{\cdot}5^0$, $A_2 = 308^0$ $A_1 = 10{\cdot}5^0$
$\gamma : N = 229^0$, $H = 10{\cdot}3^0$ $\gamma : N = 165{\cdot}5^0$, $H = 20{\cdot}5^0$

Ind. 2′: $\beta : N = 248{\cdot}5^0$, $H = 54^0$
$A_1 = 35^0$
$\gamma : N = 152^0$, $H = 5{\cdot}5^0$

Ind. 1′ war schlecht einzumessen und wurde daher vernachlässigt, ist jedoch in Albitstellung zu 1; ebenso sind 2 und 2′ Albitzwillinge. Das Individuum 1 ist mit dem Individuum 2′ nach dem Gesetz,

Zwillingsebene = $(1\bar{3}0)$ verzwillingt. Der Beweis kann folgendermaßen geführt werden: konstruiert man für unsere tieftemperierten Standardplagioklase die Indikatrixlagen für die Zwillinge nach (110), $(1\bar{1}0)$, (130) und $(\bar{1}30)$, trägt sich die Winkelwerte nach (4) in ein Diagramm ein und berücksichtigt man auch die Art der Durchkreuzung der Achsenebenen, so müssen die Winkelwerte unseres Beispieles (bei bekanntem Anorthitgehalt, der auf andere Weise bestimmt wurde) mit einem dieser Diagramme Über-

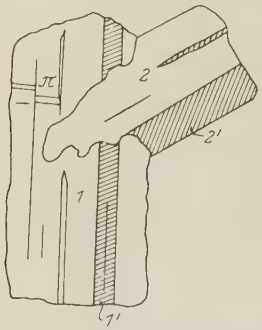


Abb. 1.

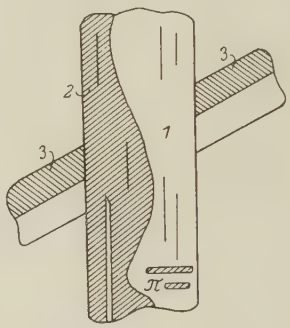


Abb. 2.

einstimmung ergeben, falls wirklich ein Prismenzwilling vorliegt. Durchkreuzung der Achsenebenen und Winkelwerte stimmen an obigem Beispiel mit den Werten für (130) trotz der infolge fleckenweise verschiedenem Anorthitgehalt schwierigen Einmessung recht gut überein. Es ergaben die aus dem Stereogramm zwischen 1 und 2′ abgelesenen Winkel: $\alpha\alpha = 52^0 = 28\%$ An, $\beta\beta = 51^0 = 31\%$ An, $\gamma\gamma = 76^0 = 31\%$ An. Die Winkel zwischen den optischen Achsen gaben Werte von 22^0 bzw. 61^0, was damit im Einklang steht (hier konnten die Achsen A und B nicht unterschieden werden). Damit ist die Zwillingsstellung aber gegeben. Zur weiteren Kontrolle wurde die Position des Flächenpoles von $1\bar{3}0$ der Standardtypen bei starrer Optik bestimmt und im Meßstereogramm unseres Beispieles dieser Pol konstruiert. Trotz der Ungenauigkeiten der Messung schneiden sich die Zonenbögen $\alpha\alpha^{Zw}$, $\beta\beta^{Zw}$, $\gamma\gamma^{Zw}$ zufällig in einem Punkt, der nach Wälzen der Projektion, um β von Ind. 1 und nachher von Ind. 2′ in den Mittelpunkt zu bringen, recht genau in die Migrationskurve von $1\bar{3}0$ bei 28% An hineinfällt. Zugleich liegen die Pole von M und der Periklinspur in den Migrationskurven bei ungefähr 27—28% An nach *M. Reinhard*.

Ein zweites Beispiel sei aus einem Trachyandesit aus Gleichenberg in Steiermark wiedergegeben. Die gleiche Durchkreuzung ist auch hier ausgeprägt (s. Abb. 2). Ind. 1 und 2 sind Karlsbad-Albit-

Komplexzwillinge, 3 und 4 stehen in Karlsbader Stellung zu einander. Es sind jeweils noch mehrere Lamellen eingeschaltet, so daß die Ind. 1, 2 und 4 noch in Albitzwillinge zerfallen. Die Einmessung war infolge zonarer und etwas fleckiger Verteilung des Anorthitgehaltes schwierig, dementsprechend ergaben die Winkelwerte nicht vollendete Übereinstimmung, sind jedoch durchaus ausreichend, um den Anorthitgehalt zwischen 46 und 51% einzuengen.

Die Meßergebnisse sind:

Ind. 1: $\beta : N = 90^0$, $H = 17{\cdot}5^0$
$A_1 = 43^0$
$\gamma : N = 357^0$, $H = 7^0$

Ind. 2: $\gamma : N = 331^0$, $H = 20^0$
$\alpha : N = 70^0$, $H = 17^0$

Ind. 3: $\beta : N = 340^0$, $H = 24^0$
$A_1 = 50^0$, $A_2 = 316^0$
$\gamma : N = 70^0$, $H = 2^0$

Ind. 4: $\beta : N = 126^0$, $H = 35^0$
$A_1 = 16^0$,
$\alpha : N = 20^0$, $H = 22^0$

Aus der Durchkreuzung der Achsenebenen im Karlsbader Zwilling und seinem Komplex war auch die Feststellung möglich, welche der optischen Achsen A oder B ist. Ind. 1 und 3 sind hier nach dem Prisma (130) verzwillingt. Um aus den Winkelwerten auf den Zwilling schließen zu können, wurden die entsprechenden Kurven für die Hochtemperaturplagioklase zunächst konstruiert, die von denen der tieftemperierten ziemlich stark abweichen.

Es ergab sich aus unserem Beispiel: $\alpha\alpha = 28^0 = 48\%$ An, $\beta\beta = 79^0 = 50\%$ An, $\gamma\gamma = 107^0 = 47\%$ An, $AA = 34^0$ (hier zur Bestimmung ungeeignet) und $BB = 106^0 = 50\%$ An. Die Übereinstimmung mit den konstruierten Kurven ist somit eine recht gute, trotzdem die Messung mit unvermeidlichen Fehlern behaftet war, wie das große Fehlerdreieck beweist, das bei Konstruktion des $(1\bar{3}0)$-Poles entsteht; dementsprechend weicht auch der Pol von der Migrationskurve um etwa einen Zentimeter ab. Trotzdem ist an dem Zwilling nicht zu zweifeln. Die Pole von M fallen gleichfalls an den zu erwartenden Ort, ebenso stimmt die maximale Auslöschung von 32^0 mit einem Anorthitwert von 50% überein.

Eine komplizierte Verwachsung aus einem Weiselbergit zeigt Abb. 3. In dem Zwillingskomplex 1, 2, 3 ist ein Zwilling mit 4, 5 unter 36^0 in der Schliffebene gedreht eingewachsen. Man würde auch hier ein Prismengesetz vermuten.

Ergebnis der Einmessungen:

Ind. 1: $\beta : N = 18^0$, $H = 4{\cdot}5^0$
$A_1 = 6^0$,
$\alpha : N = 287^0$, $H = 31^0$

Ind. 2: $\alpha : N = 301^0$, $H = 11^0$
$\gamma : N = 205^0$, $H = 29^0$

Ind. 3: α : N = 39°, H = 15°. Spur M (unscharf einstellbar):
γ : N = 139·5°, H = 32·5° N = 176°, H = 43°

Aus der Auswertung folgte, daß 1 und 2 Albitzwillinge sind, 2 und 3 Karlsbader Zwillinge, 1 und 3 somit Komplexzwillinge. Aus allen Kurven (4) resultiert ein An-Gehalt von 46—51%, nach der Mehrzahl der Kurven 50%.

Einmessungen an Ind. 4 und 5:

Ind. 4: α : N = 61·5°, H = 14° Ind. 5: β : N = 20°, H = 2·5°
γ : N = 320·5°, H = 38·5° A_1 = 320°
γ : N = 109·5°, H = 10·5°

Beide Individuen stehen in Karlsbader Stellung zueinander und weisen auf den gleichen Anorthitgehalt hin.

Vergleicht man nun mit den Winkelkurven für obige Prismengesetze so ist keine Analogie in den Werten und zugleich in der Art der Durchkreuzung der Achsenebenen zu finden. Auffallend ist aber die Betrachtung der optischen Vektorenlage von 3 und 4, die zufällig im Stereogramm sofort eine ausgesprochene Symmetrieebene erkennen lassen. Der konstruierte Pol derselben liegt innerhalb eines sehr kleinen Fehlerdreieckes. Wälzt man das Stereogramm samt dem Pol in die kristallographische Normalaufstellung, so fällt letzterer recht nahe an die Fläche m (111). Zur Kontrolle, ob dieses meines Wissens unbekannte Gesetz vorliegt, wurde für die hochtemperierten Plagioklase von 35·5 und 54% An dieses Zwillingsgesetz konstruiert und die Winkelwerte abgelesen. Nimmt man zwischen den so gefundenen Winkelwerten das Mittel, so folgt: $\alpha\alpha = 25°$, $\beta\beta = 76°$, $\gamma\gamma = 81°$, $AA = 87°$ und $BB = 53°$. Aus unserem Stereogramm ergab sich: $\alpha\alpha = 22°$, $\beta\beta = 68°$, $\gamma\gamma = 71°$, $AA = 84°$ und $BB = 64°$. Dabei sind die Werte zwischen den optischen Achsen nur angenähert richtig, da bloß zwei Achsen eingemessen werden konnten und die Größe $2V\gamma$ für alle übrigen Individuen verwendet wurde. Die Übereinstimmung ist somit keine sehr exakte. Außerdem sind manche Werte mit den Kurven für (130) mehr oder weniger gleich. Dieses Gesetz fällt aber — von der Pollage abgesehen — schon deswegen weg, da sich hier die Achsenebenen zwischen der optischen Achse A und α durchkreuzen, in unserem Falle aber zwischen B und γ (die Identifizierung der Achsen ist wegen des Karlsbadergesetzes eindeutig). Somit bleibt nur die Annahme des Gesetzes, Zwillingsebene ist (111) übrig.

An das mittlere Individuum der Abb. 3 schließt sich mit einem Winkel von 70° (in der Schliffebene gemessen) ein zweites an, bei welchem Ind. 6 und 8 Albitzwillinge sind, 6 und 7 Karlsbader

Zwillinge. Ind. 1 steht zu Ind. 6 in Baveno-links-Stellung. Die Kreuzung der Achsenebenen erfolgt zwischen B und γ und die Winkelwerte ergeben nach *G. van der Kaaden* (5):

$\alpha\alpha = 126^0 = 52\%$ An, $\beta\beta = 55{\cdot}5^0 = 50\%$ An, $\gamma\gamma = 16^0 = 55\%$ An,

für die Baveno-links-Hochkurve.

Parallele Verwachsungen der Art, daß P des einen Individuums genau parallel zur M des anderen steht, sind gleichfalls schon lange bekannt. Früher hielt man solche Gebilde für Bavenoerzwillinge.

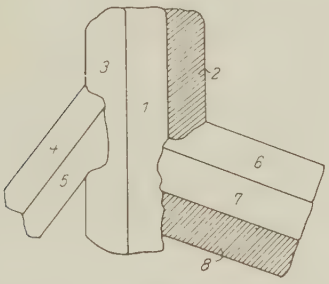


Abb. 3.

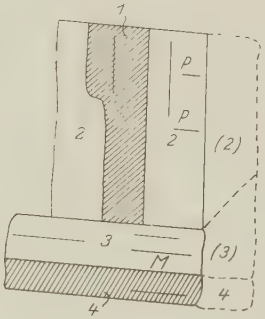


Abb. 4.

Das muß aber durchaus nicht der Fall sein. *A. Streckeisen* (6) bezeichnete sie als „Banater Verwachsung". Auch ohne erkennbare Verwachsung nach (021) oder ($0\bar{2}1$) kann aber ein exakter Bavenoerzwilling vorliegen, wie die Beobachtung der eingemessenen Indikatrixlagen in allen Individuen lehrt. In einem Granodioritporphyrit von Reith im niederösterreichischen Waldviertel (3) und anderen Gesteinen traf ich solche Beispiele an, von denen nur eines hier angeführt werden mag. In Abb. 4 sind 1 und 2 ebenso wie 3 und 4 Albitzwillinge. Ind. 2 und 3 stehen in Baveno-rechts-Stellung.

Die Einmessung ergab genaue Parallelität zwischen P von 2 und M von 3 und 4. Ferner:

Ind. 1: β: N $= 262^0$, H $= 22^0$
$A_1 = 334^0$
γ: N $= 356{\cdot}5^0$, H $= 17{\cdot}5^0$

Ind. 2: β: N $= 229^0$, H $= 11^0$
$A_1 = 336{\cdot}5^0$
γ: N $= 324^0$, H $= 23^0$

Ind. 3: β: N $= 351{\cdot}5^0$, H $= 12^0$
$A_1 = 31^0$
γ: N $= 260{\cdot}5^0$, H $= 12{\cdot}5^0$

Ind. 4: β: N $= 321{\cdot}5^0$, H $= 20^0$
$A_1 = 39{\cdot}5^0$, $A_2 = 52^0$
γ: N $= 228^0$, H $= 6^0$

Die Projektion läßt folgende Winkel zwischen 2 und 3 ablesen: $\alpha\alpha =$ um 170^0, $\beta\beta = 61{\cdot}5^0$, $\gamma\gamma = 119^0$, AA $= 60^0$, BB $= 83^0$ und AB $= 44^0$; das ergibt nach dem Diagramm in (5) Werte zwischen

27 und 36% An. Das stimmt nicht nur mit den Lagen der Spuren M und P sondern auch mit der Auslöschung $\perp$ MP in Ind. 2 ($17{\cdot}5^0 = 34\%$ An) überein. Ebenso fällt der konstruierte Pol von (021) in die Migrationskurve nach *M. Reinhard.*

Man soll daher nach Tunlichkeit bei Banater Verwachsungen auf das mögliche Bavenoer Gesetz achten. Die charakteristische Verwachsungsebene muß nicht vorhanden sein. Wir haben (7) darauf hingewiesen, daß sich das Bavenoer Gesetz bei Plagioklasen aus Erstarrungsgesteinen vornehmlich durch eine orientierte Anlagerung obiger Art bildet. Stellt man sich das Weiterwachsen des Kristalls vor (strichlierte Partie in Abb. 4), so ist die Möglichkeit vorhanden, daß nunmehr die (021)-Fläche die Rolle der Zwillingsebene übernimmt und auch in Erscheinung tritt. In der Tat sind nach meiner Erfahrung (besonders bei andesitischen Gesteinen) die Bavenoer Zwillinge immer so ausgebildet, daß nur ein kleiner Teil des gesamten Individuums die Zwillingsgrenze aufweist, was besagt, daß sie erst in einem späteren Wachstumsstadium zur Ausbildung kam; die Anlage dazu war die orientierte Anlagerung mit M und P^{Zw} parallel.

Es war nicht meine Absicht, eine größere Zahl von Messungen an solchen Zwillingen wie oben vorzunehmen, es war mir mehr darum zu tun, darauf hinzuweisen, daß sich auch solche sternförmige Verwachsungen über den Weg der Zwillingsoptik bestimmen lassen. Da die Zwillingsbildungen doch ein gewisses Charakteristikum für ein Gestein darstellen, so möge der Beobachtung in dieser Richtung auch in dem Falle der „seltenen" Zwillinge ein Augenmerk gewidmet werden.

Literatur.

1. *Heineck, F.,* Der Diabas an der Bahnstrecke Hartenrod-Übernthal bei Herborn. N. Jb. Beil. Bd. *17* (1903), 77—162. — 2. *Sedlacek, M.,* Petrographische Beobachtungen an den von A. Gabriel gesammelten Gesteinen aus Persien. Min. petr. Mitt. 51 (1940), 261—293 und 295—388 (siehe bes. S. 374). — *Köhler, A.,* Zur Kenntnis der Ganggesteine des niederösterreichischen Waldviertels. Min. petr. Mitt. *39* (1928), 125—203. — 4. *Köhler, A.,* Die Abhängigkeit der Plagioklasoptik vom vorangegangenen Wärmeverhalten. Min. petr. Mitt. *53* (1941), 24—49. — 5. *Van der Kaaden, G.,* Die Zwillingsoptik der Bavenoer- und Manebacher-Zwillinge von hoch- und tieftemperierten Plagioklasen. Diese Mitt. H. 3 (1949), 295—299. — 6. *Streckeisen, A.,* Junge Eruptivgesteine im östlichen Banat mit besonderer Berücksichtigung ihrer Feldspate. Bul. Soc. Rom. Geol. I. 19—56. Bukarest, 1932. — 7. *Köhler, A.,* u. *F. Raaz,* Gedanken über die Bildung von Feldspatzwillingen in Gesteinen. Verh. der Geol. B.-A. Wien. Jg. 1945, 163—171, 1947.

Aus dem Petrographischen Institut der Universität Wien.

Mineralogische Notizen aus dem niederösterreichischen Waldviertel, I.

Von

Max Sedlacek.

Mit 3 Textabbildungen.

(Eingelangt am 29. März 1949.)

1. Prehnit, Epidot und Heulandit aus dem Loistal.

Wenn man auf der Straße von Langenlois durch das landschaftlich reizende und gesteinskundlich nicht minder interessante Loistal nach Kronsegg wandert, so gelangt man etwa 100 m vor der Neumühle zu einem Steinbruch. Hier ist Amphibolit aufgeschlossen, dem dezimeter- bis metermächtige Lagen eines graugrünen plagioklasführenden Quarzites eingeschaltet sind. Die gut ausgeprägten Schieferungsklüfte streichen NO bis NNO und fallen 21^0 bis 25^0 unter den, einige Kilometer talaufwärts anstehenden Gföhlergneis (1). Der Amphibolit gehört der westlichen Randpartie des Rehberger Gabbroamphibolitzuges an, der das Loistal an dieser Stelle und ein Stück talabwärts quert und unter anderem den im Volksmunde bekannten Teufelstisch aufbaut. *A. Marchet* (10) hat diesen Amphibolit eingehend petrographisch und chemisch bearbeitet. Schon aus seiner Arbeit geht hervor, daß dieser Amphibolitzug durchaus nicht so einheitlich zusammengesetzt ist, als es zunächst den Anschein hat. Eigene Erfahrungen können dies bestätigen. Günstige Aufschlüsse, zu denen auch der oben erwähnte Steinbruch zählt, lassen oft nur wenige Zentimeter mächtige Lagen und Linsen von Quarziten, Schiefergneisen, Epidositen, Kalksilikatgneisen und Marmoren erkennen. Dazu kommen noch Serpentineinlagerungen mit ihren Strahlstein- und Cloritschiefermänteln, ferner Aplit- und Pegmatitadern. Sind letztere mitverschiefert, so ist es oft unmöglich, sie von Paragneislagen zu unterscheiden.

Der Amphibolit besteht unter dem Mikroskop aus $^2/_3$ Hornblende ($c/\gamma = 14{\cdot}5^0$, $\gamma - \alpha = 0{\cdot}021$, $2\,V\alpha = 78^0$, Pleochroismus [d = 17 μ]: α = 36 s—t, β = 36 l—m, γ = 14 i—k *[Radde]*) und $^1/_3$ Plagioklas von 26% An. Nebengemengteile: Apatit, Titanit, Ilmenit, Magnetit. Struktur: granoblastisch bis nematoblastisch. Der plagioklasführende

Quarzit zeigt deutliche Lagentextur. Neben vorherrschenden // s gestreckten Quarzkörnern (54 Vol.%) bildet Plagioklas mit wenigen Albitlamellen (Kern: 23% An, Hülle: 19% An) einen wesentlichen Gemengteil (38 Vol.%). Die untergeordneten femischen Bestandteile beschränken sich auf idiomorphen Magnetit (3 Vol.%) und Hornblendenadeln (4 Vol.%); selten sind Chloritpseudomorphosen nach Biotit mit Apatiteinschlüssen. Struktur granoblastisch.

Die Gesteinsbänke werden von zahlreichen millimeter- bis dezimeterbreiten Quer- und Diagonalklüften durchzogen. Diese enthalten — wie auch an vielen anderen Orten des Waldviertels — Mineralparagenesen, welche eine gewisse Ähnlichkeit mit alpinen Kluftmineralien aufweisen, aber an Mannigfaltigkeit und Schönheit keineswegs an diese heranreichen. Oft handelt es sich bloß um Kümmerformen von mikroskopischen Dimensionen. Trotzdem verdienen sie die Aufmerksamkeit des Mineralogen.

Vor etwa zwölf Jahren, als der Steinbruch vorübergehend in Betrieb war, fielen mir kubikdezimetergroße Blöcke aus dichtem Prehnitfels auf, dessen Poren und Hohlräume Quarz (Bergkristall), Prehnit und Epidot enthielten. Bei genauer Untersuchung des anstehenden Gesteins fand ich Querklüfte erfüllt von solchen Prehnitfels, während die Wände klaffender Spalten mit Kristallaggregaten der genannten Mineralien bedeckt waren, die meist auf einer Unterlage aus senkrecht zur Kluft stehenden, dicht gedrängten, trübweißen Quarzstengeln (Quarzband) aufsaßen. Die Epidot-, Prehnit- und Quarzkriställchen waren mit rotbraunen bis farblosen Heulanditdrusen überkrustet.

Prehnit: Die 0·6 cm großen, trübweißen oder grauen Prehnitkristalle sind dünntafelig nach (001). Weitere Begrenzungsformen sind nur (110) und meist klein, (010), während (100) fehlt. Die Kristalle sind mit einem der beiden Brachypinakoide aufgewachsen. Hypoparallele Verwachsungen (// 001) mit einer Neigung zur Ausbildung fächriger Aggregate, wobei die X-Achse als Drehachse fungiert, sind verbreitet. Auf Schieferungsklüften trifft man eine andere Tracht des Prehnits. Die klar durchsichtigen, glasglänzenden Prehnittafeln zeigen die Formen (001), (110), (100), (304) und (308). Sie sind mit einem Makropinakoid aufgewachsen. Die Fläche (100) ist breit rechteckig bis quadratisch ausgebildet, während (010) fehlt (Abb. 1). Die Tracht gleicht völlig derjenigen des Prehnits von der Harzburg, welche *Streng* beschrieben hat *(Hintze* II, S. 477, Abb. 202).

Was die optischen Eigenschaften betrifft, so zeigen Spaltblättchen nach (001) in polarisiertem Licht die bekannten Anomalien, wie mikroklinartige Zeichnung, Einschaltung optisch stark gestörter

Zonen parallel den kristallographischen Umrissen mit verkleinertem Achsenwinkel. Im gewöhnlichen Licht ist häufig eine feine Streifung // (110) sichtbar.

AE // (010), $2V\gamma = 67^0$, $\gamma - \alpha = 0{\cdot}030$, $\alpha = 1{\cdot}618$, $\beta = 1{\cdot}628$, $\gamma = 1{\cdot}648$ (Immersion, Monobromnaphthalin-Benzolgemisch).

Epidot. Die bis 5 mm großen, dunkelgrünen Epidotkriställchen sind nach der Y-Achse gestreckt und gewöhnlich mit einem Ende aufgewachsen. Charakteristisch für den Fundort und von allge-

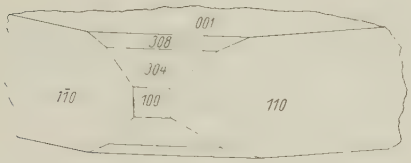


Abb. 1.

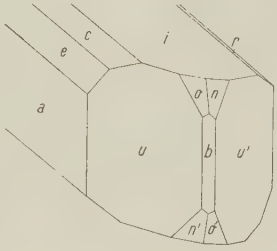


Abb. 2.

meinem Interesse ist die Tracht des Epidots (Abb. 2). Da die Kristallflächen trotz ihrer Kleinheit gute Reflexe gaben, gelang es mir, mit dem Goldschmidtschen zweikreisigen Goniometer folgende Flächenpositionen eindeutig festzustellen. Um eine Verwechslung der Flächen a, c und r zu vermeiden, wurden die Kriställchen vorsichtshalber vor der Messung optisch geprüft. Die gut ausgebildete (100), ließ den zentralen Austritt der Mittellinie γ erkennen. Die Zahlen $\Delta\varphi''$ und $\Delta\rho''$ geben die Abweichungen von den Werten der Winkeltabelle II bei *Matthes* (12):

	φ'	ρ'	$\Delta\varphi''$	$\Delta\rho''$
c (001)	$64^0\ 38'$	$90^0\ 00'$	0,02′	—
b (010)	—	$0^0\ 00'$	—	—
a (100)	$0^0\ 00'$	$90^0\ 00'$	—	—
u (210)	$0^0\ 00'$	$54^0\ 27'$	0,01′	—
o (011)	$64^0\ 38'$	$31^0\ 37'$	0,02′	0,07′
e (101)	$29^0\ 50'$	$90^0\ 00'$	0,04′	—
i ($\bar{1}02$)	$99^0\ 02'$	$90^0\ 00'$	0,05′	—
r ($\bar{1}01$)	$128^0\ 15'$	$90^0\ 00'$	0,03′	—
n ($\bar{1}11$)	$128^0\ 15'$	$35^0\ 13'$	0,03′	0,01′

Auffallend sind die stets ausgebildeten, breiten u-Flächen. (010) ist meist schmal; sie kann bisweilen auch fehlen, o und n sind immer vorhanden. In der Querdomenzone fällt die breite i auf, die häufig infolge des Auftretens von nicht einmeßbaren Vizinalen // Y fein ge-

rieft erscheint. Parallelverwachsungen von mehreren Kristallen kommen vor, Zwillinge wurden jedoch nie beobachtet.

Vergleiche: Bei dem großen Formenreichtum des Epidotes ist ein Vergleich der Kristalltrachten einzelner Fundorte untereinander keine leichte Aufgabe. Von außeralpinen Vorkommen ist zunächst der Epidot von Striegau in Schlesien zu erwähnen (2). Auch er besitzt die Formen u, o und n als seitliche Begrenzung, doch fehlt ihm dann meist b. Tritt (010) auf, so fehlt gewöhnlich o oder wird durch eine andere Form ersetzt. (110) und Zwillinge sind von dort nicht sicher bekannt. *Lüdecke* (9) fand (210) an Epidotkristallen der Sommerklippe im Harz. *Mieleitner* (14) beschrieb Epidot mit (011), (01$\bar{1}$), (111) und (210) neben (001), (100), (10$\bar{1}$) und (10$\bar{2}$) aus Klüften eines Hornblendegneises vom Goldberg bei Marktschorgast im Fichtelgebirge.

Unter den zahlreichen alpinen Fundstellen zeigt der von *Zambonini* (14) beschriebene Epidot aus Klüften eines Amphibolgesteins von der Montagne des Chalanches (Dauphiné) mit den terminalen Formen u, o, n und b eine bemerkenswerte Ähnlichkeit mit unserem Epidot.

Ferner gehören hieher die vom gleichen Autor (14) beschriebenen Epidote aus Diabashohlräumen von der Grange Merletto im Mairatal (Provinz Cuneo, Oberitalien) mit großen (210), (010) und kleiner (111), der Epidot von Bargone, ONO von Sestri Levante, und der Epidot von Castelnuovo di Gafagnana im Ligurischen Apennin mit u und b an den Kristallenden. Es ist wohl kein Zufall, daß in den mit den Diabasen chemisch verwandten Amphiboliten ähnliche Epidottrachten vorkommen. Man darf daraus mit großer Wahrscheinlichkeit auch auf ähnliche Bildungsbedingungen schließen. Optische Eigenschaften: Ein ziemlich komplizierter Zonarbau mit chemisch verschieden zusammengesetzten Schichten in ein und demselben Kristall erschweren eine exakte optische Messung. Deshalb werden auch nur Grenzwerte angegeben. Lichtbrechung $> 1{\cdot}74$, 2 V um α schwankt von 68^0 bis 78^0, Dispersion: Achse A : $\rho < \nu$, Achse B : $\rho \gg \nu$ $\gamma - \alpha = 0{\cdot}041 - 0{,}050$. Pleochroismus kräftig von dunkelgrün (γ) bis gelbgrün (α). Aus den Kurven von *Goldschlag* (4) folgt daraus ein Gehalt an Fe-Epidot von etwa 33 Mol.%. Es handelt sich also um einen ziemlich Fe-reichen Epidot.

Quarz: Der Epidot wird gern begleitet von gut ausgebildeten, grauen oder klar durchsichtigen Quarzkriställchen, welche in die Hohlräume hineinragen. Länge: 5—20 mm, Breite: 2—4 mm. Formen: p (10$\bar{1}$1) und z (01$\bar{1}$1) meist im Gleichgewicht, a (10$\bar{1}$0) und fast immer s (11$\bar{2}$1). Diese Fläche ist meist parallel der Rhomboederkante gerieft. Aus dieser Streifung und aus den vorhandenen natürlichen Ätzhügeln und -grübchen zu schließen, dürften Rechts- und Linksquarze gleich häufig sein.

Heulandit. Quarz, Epidot und Prehnit werden von rötlichbraunen, gelblich-weißen oder farblosen Heulandit überrindet. Die rotbraune Farbe rührt von aufgelagertem Eisenoxydhydrat her, welches der ausgezeichneten Spaltfläche (010) einen pseudometallischen Glanz verleiht. An den millimetergroßen Heulanditkriställchen ließen sich schon makroskopisch folgende Formen feststellen: b (010), s ($\bar{2}01$), t (201) und c (001). Als große Seltenheit und ziemlich undeutlich fand sich (110).

Durch Winkelmessungen unter dem Mikroskop an Spaltblättchen nach (010), die sehr scharfe Umrisse zeigten, konnten diese Formen sichergestellt werden. Die Kristalle sind mehr oder minder nach (010) abgeplattet, nach der X-Achse gestreckt und mit den Prismenflächen s und t aufgewachsen. Eine der beiden (meist t) eilt gern im Wachstum voraus und kann sogar verschwinden. Interessant ist der Heulandit in optischer Hinsicht. Spaltblättchen nach (010) lassen fast immer einen hübschen Zonarbau erkennen, der an den der Plagioklase aus Andesiten erinnert. Vom Kern zur Hülle kann man in gut zentral getroffenen Schnitten bis zu 15 Zonen variabler Breite zählen, die sich voneinander in der Licht- und Doppelbrechung unterscheiden. Dazu kommen noch Unterschiede in den Anwachspyramiden der Kristallflächen. Auf den Spaltflächen tritt die erste Mittellinie γ aus. Dispersion gekreuzt, $\rho < \upsilon$. Die Größe des Achsenwinkels schwankt beträchtlich. Im allgemeinen nimmt er vom Kern zur Hülle ab und variiert außerdem in den einzelnen Anwachspyramiden.

Kern: $2V\gamma = 54^0—57^0$ (also dem „normalen" Heulandit entsprechend). Hülle: $2V\gamma$ in $(201) = 85^0—87^0$, $2V\gamma$ in $(\bar{2}01) = -76^0—79^0$, $2V\gamma$ in $(001) = 80^0—84^0$. Diese Werte würden mit dem Schema $2E_{201} < 2E_{001} < 2E_{\bar{2}01}$ von *Gaubert* (3) übereinstimmen. Leider fand ich auch Ausnahmen von dieser Regel. Nach *H. Heritsch* (5) ist die Vergrößerung des Achsenwinkels in den Hüllen bedingt durch höheren SiO_2-Gehalt. Die Lage der Achsenebene, gemessen durch den Winkel $P\alpha$, betrug im Kern $10^0—15^0$, $3^0—5^0$ in s und t, $0—2^0$ in (001). Mittlere Lichtbrechung 1·49—1·50, Doppelbrechung: 0·003—0·006, beide mit abnehmender Tendenz vom Kern zur Hülle.

Nach *Gaubert* ist der Zonarbau der Heulandite aus kristallinen Schiefern deutlicher ausgeprägt als in Heulanditen aus Ergußgesteinen. Diese Beobachtung findet sich auch in unserem Falle bestätigt.

Als letzte Spaltenfüllung tritt bisweilen spätiger *Calcit* auf.

Infolge starker Korrosion sind Kristallformen (Rhomboeder) nicht sicher erkennbar. Er wird begleitet von manganhältigem Limonitmulm.

Im gleichen Steinbruch fand sich auch goldbrauner *Amiant* zusammen mit Quarzkriställchen.

2. Prehnit aus dem Straßertal.

Gegenüber der Mündung des Kohlbaches in das Straßertal (östlich von Langenlois) befindet sich ein Steinbruch, der durch seine Anorthositamphibolite und serpentinisierten Olivinfelsknollen mit Anthophyllit- und Anomitrinden bekannt ist. Hier fand ich auf Klüften eines granat- und hornblendeführenden Schiefergneises einen sehr flächenreichen Prehnit. Leider ist er mir während des Krieges abhanden gekommen. Die Kristalle waren zirka 3 mm groß, tafelig nach (001) und wasserklar durchsichtig. In der [100]-Zone bildete das Prisma (031) die Begrenzung. Nur diese Flächen schimmerten infolge einer feinen Streifung parallel den [001]-Kanten etwas matt. Gut entwickelt war (110), wenig deutlich (100). In der flächenreichen Querprismenzone konnten folgende Formen festgestellt werden (*Goldschmidt*-Werte in Klammern):

		φ	ρ
v	(308) ...	26° 32′	(26° 34′)
n	(304) ...	45° 20′	(45° 00′)
t	(302) ...	63° 26′	(63° 26′)
ξ	(108) ...	9° 58′	(9° 28′)
γ	(1016) ...	4° 30′	(4° 46′)

sowie die von *A. Himmelbauer* (6) am Prehnit des Taffatales bei Horn beobachtete Form φ (207) mit $\rho = 20°$ (20° 51′) (Abb. 3).

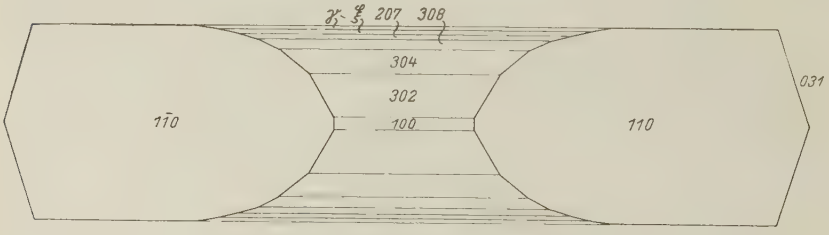


Abb. 3.

Optische Eigenschaften: $2V\gamma = 66{\cdot}5°$, $\beta = 1{\cdot}610$, AE // (010) $\gamma - \alpha = 0{\cdot}0029$.

Wenn wir auch diesen Prehnit mit solchen anderer Fundorte vergleichen, so kommt ihm in der Trachtausbildung der von *C. Hla-*

watsch (7) beschriebene Prehnit von Guanajuato (Mexiko) wohl am nächsten. Leider besitzen wir aus den letzten hundert Jahren fast keine kristallographischen Daten von alpinen Prehniten, die weitere Vergleichsmöglichkeiten liefern könnten. Der Prehnit ist im Waldviertel ein ziemlich verbreitetes Mineral. Es gibt kaum ein größeres Amphibolitvorkommen, wo man ihm nicht mindestens in mikroskopischen Ausmaßen begegnet. Er bildet sich vorwiegend auf Kosten des Plagioklases, den er allmählich verdrängt, während die Hornblende in Chlorit und Epidot umgewandelt wird. In folgenden Notizen sollen weitere Fundorte bekanntgegeben werden.

Was die Zeolithe des Waldviertels betrifft, so wurden sie meist übersehen oder nicht beachtet. *A. Köhler* war wohl einer der ersten, der Desmin auf Kalksilikatfelsen der Loya fand (8). *A. Marchet* erwähnt ihn als sekundären mikroskopischen Gemengteil im Buschandelwandamphibolit. *H. Meixner* (13) verdanken wir weitere Funde und eine zusammenfassende Arbeit über niederösterreichische Vorkommen.

Bei unseren noch geringen Kenntnissen der „Waldviertler Kluftmineralien" ist es vielleicht noch verfrüht, allgemeine Schlüsse auf ihre Genesis zu ziehen. Aus der Beobachtung jedoch ergeben sich ähnliche Grundsätze, wie sie *Koenigsberger* für die alpinen Kluftmineralien aufgestellt hat.

1. Die Kluftmineralien sind jünger als die Metamorphose des Nebengesteins, in dessen Zerrklüften sie sich vorwiegend befinden.

2. Es besteht ein Zusammenhang zwischen ihrem Chemismus und dem des Nebengesteins.

3. Es läßt sich eine Bildungsabfolge mit sinkender Temperatur feststellen.

Während sich die Mineralstoffe in den meisten Fällen aus dem Nebengestein ableiten lassen (Lateralsekretion), bleibt die Frage nach der Art und Herkunft der Lösungen, bzw. des Lösungsmittels noch ungeklärt. Bestehen Beziehungen zu einem fernen Magmaherd oder zur Metamorphose des Nebengesteins? Welchen Anteil hatten aszendente und deszendente Wässer? Darüber kann man wohl Hypothesen aufstellen, aber es lassen sich vorläufig keine exakten Beweise erbringen.

Vorstehende Messungen wurden im Wintersemester 1939/40 im Mineralogisch-petrographischen Institute der Universität in Wien ausgeführt.

Literatur.

1. *Becke, F., A. Himmelbauer, F. Reinhold, R. Görgey,* Das niederösterreichische Waldviertel. T. M. 32 (1913), 185. — 2. *Bücking, H.,* Über die Kristallformen des Epidot. Zs. Krist. 2 (1878), 321. — 3. *Gaubert, P.,* Contribution a l'étude de la

Heulandite. Bull. Soc. fr. Min. 52 (1929), 14. — 4. *Goldschlag, M.*, Über die optischen Eigenschaften der Epidote. T. M. 34 (1917), 23. — 5. *Heritsch, H.*, Mineralien aus einem Andesit der Ostausläufer der Südalpen. Zb. f. Min. usw. (A) 1940, 227. — 6. *Himmelbauer, A.*, Prehnit, Flußspat und Axinit von Horn. T. M. 32 (1913), 140. — 7. *Hlawatsch, C.*, Über Prehnit von Guanjuato (Mexiko). T. M. 29 (1910), 249. — 8. *Köhler, A.*, u. *A. Marchet*, Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels (Niederdonau) und seiner Randgebiete. Fortschr. d. Min. usw. 25 (1941), 253. — 9. *Lüdecke, O.*, Die Minerale des Harzes. Berlin, 1896. — 10. *Marchet, A.*, Der Gabbro-Amphibolitzug von Rehberg im niederösterreichischen Waldviertel. Sitzb. d. Ak. d. Wiss. Wien, math. nat. Kl. 128 (1919), 215. — 11. *Marchet, A.*, Zur Kenntnis der Amphibolite des niederösterreichischen Waldviertels. T. M. 36 (1925), 170 u. 229. — 12. *Matthes, O.*, Über Epidot. N. J. f. Min. usw. Abt. A. Beil.-Bd. 56 (1928), 357. — 13. *Meixner, H.*, Zeolithe aus Niederdonau. Verh. d. Zweigstelle Wien d. Reichsstelle f. Bodenforschung 1939, 254. — 14. *Mieleitner, K.*, Über Mineralklüfte im Fichtelgebirge. Zs. f. Krist. 58 (1923), 413. — 15. *Zambonini, F.*, Kristallographisches über den Epidot. Zs. f. Krist. 37 (1903), 1.

Aus dem Mineralogischen Institut der Universität Wien.

Beiträge zur Kristallchemie des Wismuts.

Von

Josef Zemann.

Mit 2 Textabbildungen.

(Eingelangt am 25. April 1949.)

Einleitung.

Wismut liegt in seinen Verbindungen gewöhnlich dreiwertig vor; nur durch starke alkalische Oxydationsmittel erhält man Alkalibismutate und aus diesen weiter Wismuthydroxyde bzw. Wismutoxyde, in denen es sicher in einer höheren als der dreiwertigen Oxydationsstufe auftritt. Über diese Stoffe gibt es eine ziemlich umfangreiche Literatur — siehe vor allem die Zusammenfassung in *Gmelins* Handbuch der anorganischen Chemie (1) —, die zum Teil widersprechenden Inhaltes ist. Es werden Verbindungen des fünfwertigen Wismuts angegeben, aber auch solche des vierwertigen; bei letzteren ist es kaum zu unterscheiden, ob das Wismut in seiner Gesamtheit vierwertig oder zu einem Teil als Bi^{+3} und zum anderen als Bi^{+5} vorliegt.

Röntgenographische Untersuchungen an Alkalibismutaten oder Wismutperoxyden liegen meines Wissens bis jetzt nicht vor. Auf Grund des theoretischen Wertes für den Wirkungsradius von fünfwertigem Wismut, der nach *L. Pauling* (2) 0·74 Å beträgt, ist für diese Wertigkeitsstufe des Wismuts Sechskoordination gegenüber Sauerstoff zu erwarten. Da auch das fünfwertige Antimon in den Antimonaten von sechs Sauerstoffen umgeben wird, konnte Isomorphie zwischen Wismutaten und Antimonaten erwartet werden. Tatsächlich haben das rote Kaliumbismutat und die kubische Hochtemperaturmodifikation von $KSbO_3$, wie unten gezeigt wird, die gleiche Struktur. Der Paulingsche Wert für den Wirkungsradius des Bi^{+5} konnte an dieser Verbindung innerhalb der Fehlergrenzen verifiziert werden.

Bei Behandeln mit Salpetersäure verliert das rote Kaliumbismutat den Alkaligehalt, zugleich wird das Wismut teilweise reduziert — das Kristallgitter bleibt dabei aber erhalten; es tritt nur eine leichte Kontraktion des Gittergerüstes ein.

Verbindungen des dreiwertigen Wismuts waren schon wiederholt der Gegenstand röntgenographischer Untersuchungen.

Aus allen diesen Arbeiten folgt für diese Wertigkeitsstufe ein Ionenradius von ungefähr 1·1 Å; er fällt also in die Reihe der Ionenradien der Seltenen Erden, und das läßt Isomorphie zwischen Verbindungen der Seltenen Erden und solchen des Wismuts erwarten. Einige solcher Fälle sind schon lange bekannt: so konnte *G. Bodman* (3) schon 1898 zeigen, daß $Bi(NO_3)_3 . 5\,H_2O$ bis 20 Mol.% Didymnitrat in den Kristall aufnehmen kann, umgekehrt die Verbindung $Di(NO_3)_3 . 6\,H_2O$ bis 48 Mol.% Wismutnitrat; später konnte er (4) ähnliche Erscheinungen bei den entsprechenden Sulfaten zeigen; *G. Urbain* und *H. Lacombe* (5) konnten die den entsprechenden Salzen der Seltenen Erden analogen und isomorphen Verbindungen

$3\,Me^{II}(NO_3)_2 . 2\,Bi(NO_3)_3 . 24\,H_2O$ (mit Me^{II} = Mg, Zn, Ni, Co, Mn)

darstellen. Auch röntgenographisch wurden schon Fälle von Isomorphie festgestellt: *L. G. Sillén* und *H. Sundvall* (6) fanden, daß $LiBi(MoO_4)_2$, $NaBi(MoO_4)_2$ und $KBi(MoO_4)_2$ mit den entsprechenden Lanthanverbindungen isomorph sind, aber etwas kleinere Gitterkonstanten besitzen (alle diese Verbindungen kristallisieren nach diesen Autoren im Scheelittyp). Im folgenden wird gezeigt, daß $BiPO_4$ und Monazit (im wesentlichen $CePO_4$) isomorph sind.

Die Kristallstruktur von rotem Kaliummetabismutat.

Die Verbindung wurde nach den Angaben von *J. Aloy* und *P. Frébault* (7) hergestellt: Man leitet dazu in einen Kolben, in dem sich konzentrierte siedende Kalilauge befindet, Chlorgas ein und läßt Wismutnitratlösung zutropfen. Es entsteht dabei ein kräftig roter, dichter Niederschlag, der gründlich mit kaltem Wasser gewaschen und an der Luft getrocknet wurde. Das so erzeugte Kaliummetabismutat ist gut haltbar und verfärbt sich auch bei gelindem Erwärmen (zumindest bis 110° C) nicht, gibt also offenbar keinen Sauerstoff ab. Mit Salzsäure zersetzt es sich sofort unter Chlorentwicklung.

	Gew%	Molzahl
Bi_2O_3	75,4	16,2
O_2	5.2	16,3
K_2O	15,6	16,6
Cl	0,1	0,3
H_2O_{-110}	0,8	4,4
H_2O_{+110}	1,5	8,3
	98,6	

Die chemische Analyse des lufttrockenen Produktes ergab:

Wismut wurde sowohl als Oxyd als auch als $BiPO_4$ bestimmt, Kalium nach Abscheidung des Wismuts (zweimalige Fällung mit

Ammonkarbonat) als K_2SO_4. Den Gehalt an aktivem Sauerstoff erhält man am besten nach der Peroxydmethode nach *Bunsen;* zersetzt man die Einwaage direkt mit KJ-hältiger Salzsäure, so wird zwar die dem Bi^V-Gehalt äquivalente Menge Jod freigemacht, beim Titrieren mit Natriumthiosulfat wird aber der Umschlag durch braune Wismut-Jod-Komplexe unscharf. Das Gesamtwasser wurde nach *Penfield* bestimmt; H_2O_{-110} ist der Trockenverlust bei 110° C (das Pulver zeigt dabei noch keine Spur von Entfärbung).

Im untersuchten Produkt lag also alles Wismut fünfwertig vor. Die Analyse entspricht der Formel $KBiO_3$ mit etwas Wasser; zieht man nur H_2O_{+110} in die Formel, so kommt man auf $K_4Bi_4O_{12} \cdot H_2O$. Die Dichte des Analysenmaterials wurde an etwa 0·5 g mittels Pyknometermethode zu 5·72 g/ccm bestimmt.

J. Aloy und *P. Frébault* (op. cit.) betrachteten den Niederschlag als amorph. Tatsächlich ist er äußerst fein und läßt auch unter dem Mikroskop keinerlei Kristallformen erkennen. Es war bei der Seltenheit tatsächlich amorpher (röntgenamorpher) anorganischer Verbindungen zu erwarten, daß das Kaliumbismutat wohl ein geordnetes Gitter besitzt, aber eben in äußerst feiner Verteilung entsteht.

In der Tat gibt die Verbindung ein ganz normales Pulverdiagramm (ohne auffällige Linienverbreiterung). Die Aufnahmen lassen sich ohne Schwierigkeit kubisch indizieren (siehe Tab. 1). Mittels NaCl-Testaufnahme ($a_{NaCl} = 5{\cdot}628$ Å, Cu-Strahlung, Ni-Folie) wurde die Gitterkonstante zu $a = 10{\cdot}01 \pm 0{\cdot}015$ Å bestimmt.

Mit der experimentell bestimmten Dichte ($\rho = 5{\cdot}72$ g/ccm) ergibt sich ein Inhalt der Elementarzelle von 11·7 also nahezu 12 $KBiO_3$. Die röntgenographische Dichte berechnet sich für einen Zellinhalt von 12 $KBiO_3$ zu $\rho = 5{\cdot}88$ g/ccm. Da durch die Strukturbestimmung dieser Inhalt bewiesen ist (allenfalls kann zusätzlich etwas Wasser in das Gitter eingebaut sein), wurde die experimentelle Dichte jedenfalls zu niedrig bestimmt, wie dies bei so feinen Pulvern oft geschieht.

Da die Verbindung bloß als feinster Niederschlag erhalten wird, konnten zur Strukturbestimmung nur Pulveraufnahmen herangezogen werden. Auf diesen sind nur die Reflexe der innenzentrierten kubischen Translationsgruppe ohne weitere systematische Auslöschungen zu sehen. Es kommen also zunächst folgende Raumgruppen in Frage:

$$O_h^9,\ O^5,\ T_h^5,\ T_d^3,\ T^5 \text{ und } T^3,$$

möglich sind ferner:

$$O_h^1 - O_h^4,\ O^1,\ O^2,\ T_d^1,\ T_d^4,\ T_h^1,\ T_h^2,\ T^1 \text{ und } T^4.$$

Die Ähnlichkeit meiner Aufnahmen von rotem Kaliummetabismutat mit denen, die *P. Spiegelberg* (8) von der kubischen Hochtemperaturmodifikation von $KSbO_3$ erhielt, im Hinblick auf Gitterkonstante (für $KSbO_3$ gibt *Spiegelberg* a = 9·56 Å an) und Linienintensitäten, machte es sehr wahrscheinlich, daß beide Verbindungen isomorph seien.

Durch überschlagsweise Intensitätsrechnung konnte leicht gezeigt werden, daß das die Intensitäten überwiegend bestimmende Wismut analog dem Antimon in $KSbO_3$ auf der zwölfzähligen Punktlage:

$$(000;\ {}^1/_2,\ {}^1/_2,\ {}^1/_2) +$$

$x\ {}^1/_2\ 0,\ 0\ x\ {}^1/_2,\ {}^1/_2\ 0\ x,\ \bar{x}\ {}^1/_2\ 0,\ 0\ \bar{x}\ {}^1/_2,\ {}^1/_2\ 0\ \bar{x}$ mit x = zirka $^1/_3$ sitzen muß.

Tab. 1. Pulveraufnahme von rotem Kaliummetabismutat, Cu-Strahlung, Ni-Folie.

Σh_i^2	$\sin^2\vartheta$		I	I berechnet		
	beob.	ber.	beob.	A	B	C
1	—	00591	0	0	0	0
2	01200	01182	2	3,3	3,3	2,5
3	—	01773	0	0	< 0,01	0
4	02367	02364	2	2,5	1,9	2,6
5	—	02956	0	0	0	0
6	03479	03547	1	0,8	0,7	0,6
8	—	04729	0	0	0,02	0,01
9	—	05320	0	0	0,2	0
10	06018	05911	20	7,7	7,8	8,8
11	—	06502	0	0	0,2	0
12	07142	07093	2	1,6	1,5	1,3
13	—	07682	0	0	0	0
14	08306	08275	20	9,0	9,6	9,6
16	09396	09458	2	0,9	1,0	0,5
17	—	10049	0	0	0,05	0
18	—	10640	0	1,1	0,05	0,01
19	—	11231	0	0	0,02	0
20	—	11822	0—1	0	< 0,01	0,03
21	—	12413	0	0	0,03	0
22	—	13004	0	0,3	0,3	0,2
24	14215	14187	3	2,5	2,0	2,6
25	—	14778	0	0	0	0
26	15456	15369	20	5,9	5,9	6,4
27	—	15960	0	0	0,2	0
29	—	17142	0	0	< 0,01	0
30	17727	17733	1	0,4	0,7	0,7
32	—	18915	0	0	0,07	0,1
33	—	19507	0	0	0,09	0
34	20119	20098	4	2,3	2,3	2,1

Σh_i^2	$\sin^2 \vartheta$		I	I berechnet		
	beob.	ber.	beob.	A	B	C
35	—	20689	0	0	< 0,01	0
36	21321	21280	8	3,1	4,5	4,5
37	—	21871	0	0	0	0
38	22403	22462	6	4,1	4,0	3,9
40	23578	23644	4	1,4	1,7	1,3
41	—	24235	0	0	0,06	0
42	24698	24827	1	0,3	0,3	0,4
43	—	25418	0	0	0,04	0
44	—	26009	0	0	0,02	< 0,01
45	—	26600	0	0	0,02	0
46	27223	27191	6	3,6	4,0	4,2
48	28317	28373	2	0,4	0,6	0,8
49	—	28964	0	0	< 0,01	0
50	29583	29555	5	3,2	2,6	2,5
51	—	30147	0	0	0,01	0
52	30624	30738	2	1,1	0,8	0,9
53	—	31329	0	0	< 0,01	0
54	31675	31920	1	0,8	0,5	0,4
56	—	32511	0	0	0,03	0,01
57	—	33102	0	0	< 0,01	0
58	34300	34284	4	1,3	1,3	1,5
59	—	34875	0	0	0,06	0
61	—	36058	0	0	< 0,01	0
62	36638	36649	6	2,6	3,1	3,1
64	*	37831	1	0,2	0,4	0,4
65	—	38422	0	0	0,03	0
66	39178	39013	1	0,4	0,2	0,3
67	—	39604	0	0	< 0,01	0
68	—	40195	0	0	< 0,01	0,01
69	—	40786	0	0	0,02	0
70	41318	41378	4	2,1	2,2	2,1
72	42513	42560	4	2,1	2,3	2,6
73	—	43151	0	0	0,01	0
74	43647	43742	6	3,5	3,7	3,9
75	—	44333	0	0	0,04	0
76	44860	44924	1	0,7	0,5	0,7
77	—	45515	0	0	0,01	0
78	—	46106	0	0,2	0,2	0,2
80	—	47289	0	0	0,01	0,1

In Tab. 1, Kolonne A, sind die für diese Wismutpositionen berechneten Intensitäten — also unter Vernachlässigung des Streuvermögens von Sauerstoff und Kalium — angegeben; die Überein-

* Nicht meßbar.

stimmung zwischen Beobachtung (Intensitäten geschätzt) und Berechnung ist gut, nur für Indexquadratsumme 18 (Koinzidenz der Reflexe 411 und 330) ist die Berechnung deutlich zu hoch. Diese Unstimmigkeit läßt sich durch Parametervariationen nicht beheben, weil die Intensität der Linie zum größeren Teil vom Reflex 330 herrührt und für diesen die Strukturamplituden (mit $x = {}^1/_3$) cos 180^0 bzw. cos 0^0 werden, also an den für Abweichungen unempfindlichsten Stellen der Kosinusfunktion liegen.

Diese Diskrepanz verschwindet aber, wenn man für $KBiO_3$ eine analoge Struktur annimmt, wie sie *Spiegelberg* (op. cit.) für die kubische Hochtemperaturform von $KSbO_3$ angegeben hat.

Die oben angegebenen Wismutpositionen sind von den kubisch innenzentrierten Translationsgruppen ohne weitere Auslöschungen nur in T_h^5 und T_d^3 möglich. In T_h^5 kann man auch die von *Spiegelberg* gefundenen Sauerstoffpositionen einbauen, — unmöglich ist es allerdings, in dieser Raumgruppe die zwölf Kalium vernünftig unterzubringen: auf einer 12zähligen Punktlage können sie aus Raummangel nicht sitzen, sonst steht aber in T_h^5 nur je eine 2-, 6- und 8-zählige Punktlage zur Verfügung! *Spiegelberg* (op. cit.) konnte an $KSbO_3$ nach langem Tempern (drei Wochen bei 1000^0 C) schwache Zusatzlinien erhalten, die ihn schließlich auf die Raumgruppe T_h^2 führten. An $KBiO_3$ konnte ich solche Linien nie beobachten, starkes Tempern kommt allerdings bei dieser Verbindung nicht in Frage.

In Tab. 1, Kolonne B sind die für folgendes Modell (Modell 1) berechneten Intensitäten angegeben:

Raumgruppe T_h^2 (Pn3)

4 K	in	4	(c)	[1]
8 K	in	8	(e)	: x = 0·140
12 Bi	in	12	(g)	: $x = {}^1/_3$
12 O	in	12	(f)	: x = 0·365
24 O	in	24	(h)	: x = 0·290; y = 0·000; z = 0·330.

Es ist dies dieselbe Struktur wie sie *Spiegelberg* für die kubische Hochtemperaturform von $KSbO_3$ angegeben hat; nur die Parameter sind entsprechend der größeren Raumbeanspruchung von Bi^{+5} etwas abgeändert.

Die Übereinstimmung zwischen beobachteten und berechneten Intensitäten ist ausgezeichnet. Gegen Kolonne A tritt eine einzige stärkere Intensitätsänderung auf, eben die notwendige Schwächung des Reflexes 330 + 411. Alle Reflexe mit h + k + l = 2n + l werden so schwach berechnet, daß sie nicht beobachtet werden können.

[1] In der Arbeit von *Spiegelberg* (op. cit. p. 7) steht infolge eines Druckfehlers „4 K in 4 (d)", das ist unmöglich; die dortige Abb. zeigt aber, daß 4 (c) gemeint ist.

In Tab. 2 sind für dieses Modell die Koordinationsverhältnisse und Atomabstände angegeben. Es ist zu ersehen, daß die Abstände mit den bisherigen Erfahrungen in Übereinstimmung sind. Von besonderem Interesse ist der Abstand Bi^{+5}-O, der bis jetzt noch nicht experimentell bestimmt wurde. Aus dieser Struktur folgt

$$Bi^{+5}\text{-}O = 2{\cdot}12 \pm 0{\cdot}1 \text{ Å}$$

für Sechskoordination: durch das starke Überwiegen des Streuvermögens von Wismut ist leider eine genauere Festlegung unmöglich.

Tab. 2. Interatomare Abstände in rotem Kaliummetabismutat (Modell 1).

Atom	Nächste Nachbarn	Atomabstand in Å
12 Bi in 12 (g)	2 O in 12 (f)	2·14
	2 O in 24 (h)	2·13
	2 O in 24 (h)	2·10
4 K in 4 (c)	6 O in 24 (h)	2·66
8 K in 8 (e)	3 O in 12 (f)	2·96
	3 O in 24 (h)	2·81
12 O in 12 (f)	2 K in 8 (e)	2·96
	2 Bi in 12 (g)	2·14
	1 O in 12 (f)	2·70
	2 O in 24 (h)	2·92
	2 O in 24 (h)	2·84
24 O in 24 (h)	1 K in 4 (c)	2·66
	1 K in 8 (e)	2·81
	1 Bi in 12 (g)	2·13
	1 Bi in 12 (g)	2·10
	1 O in 12 (f)	2·92
	2 O in 12 (f)	2·84
	1 O in 24 (h)	3·40
	4 O in 24 (h)	2·97

Pauling (op. cit.) gab nach der Theorie für Bi^{+5} einen Ionenradius von 0·74 Å an; daraus folgt $Bi^{+5}\text{-}O = 2{\cdot}06$ Å. Der Paulingsche Wert ist also hier innerhalb der Fehlergrenze verifiziert.

Es muß indessen betont werden, daß die in obigem Modell 1 angegebenen Kaliumpositionen weder nach der Intensitätsrechnung noch aus Raumgründen die einzig möglichen sind, wenn man für Kalium eine statistische Punkteverteilung zuläßt. In Tab. 1, Ko-

lonne C sind die berechneten Intensitäten für dasselbe BiO_3^{-1}-Gerüst, aber mit statistischer Besetzung der 16zähligen Punktlage

$$T_h^5 \text{ (f)} : xxx, \text{ usw. } (x = 0{\cdot}140)$$

mit 12 Kalium und 4 Wasser angeführt (Modell 2). Diesem Modell entspricht die Formel $KBiO_3 \cdot {}^1/_3 H_2O$; meiner Analyse kommt, wenn man H_2O_{+110} zur Formel rechnet, $KBiO_3 \cdot {}^1/_4 H_2O$ am nächsten (rechnet man aber einen Teil des H_2O_{-110} dazu, so kommt man ohne weiteres zu obiger Formel). Leider kann die Frage des Wassergehaltes von Kaliumbismutat weder durch Intensitätsrechnung, noch durch die Analyse entschieden werden. Bei jener Untersuchungsmethode stört das hohe Streuvermögen des Wismuts zu sehr, bei dieser die sehr geringe Korngröße, bei der viel Wasser adsorbiert sein kann. Für einen Zellinhalt von $K_{12}Bi_{12}O_{36} \cdot 4\,H_2O$ (Modell 2) wird die röntgenographische Dichte zu 6·02 g/ccm berechnet; die Abweichung vom experimentellen Wert ist also noch größer als bei Modell 1. Modell 2 hat die Symmetrie T_h^5 (Im 3). Die berechneten Intensitäten beider Modelle sind so ähnlich, daß eine Entscheidung nicht getroffen werden kann.

Auch wenn man die 16zählige Punktlage T_h^5 (f) statistisch mit nur zwölf Kalium besetzt, bekommt man praktisch gleiche Intensitäten. Durch das starke Überwiegen des Streuvermögens von Wismut geht die Unsicherheit leider noch weiter: auch wenn man die Intensitäten nur für das BiO_3^{-1}-Gerüst berechnet, sind Berechnung und Beobachtung in guter Übereinstimmung; der Reflex mit der Indexquadratsumme 18 wird nämlich auch allein durch die drei Sauerstoffe stark genug geschwächt, daß er eine Intensität gibt, die nicht mehr beobachtet werden kann (vergleiche Tab. 3, Kolonne B).

Es wäre also auch grundsätzlich möglich, daß nur das BiO_3^{-1}-Gerüst fest ist und die Kaliumionen ohne bevorzugte Punktlagen in den Kanälen eingeschlossen sind; aus Analogiegründen zu $KSbO_3$ ist aber diese Annahme als unwahrscheinlich anzusehen.

In Abb. 1 ist ein Detail der Struktur im Schrägriß wiedergegeben. Man erkennt folgendes Bauprinzip: Die Wismutatome sind von sechs Sauerstoffatomen etwas verzerrt oktaedrisch umgeben; je zwei Oktaeder hängen über eine Kante (die Sauerstoffe der Punktlage xoo usw.) zu $(Bi_2O_{10})^{-10}$-Gruppen zusammen, die weiterhin über die acht freien Ecken zu einem dreidimensionalem Gerüst der Formel $(BiO_3)^{--1}$ verbunden sind; in dessen weiten Maschen finden die Kaliumionen (und vielleicht auch Wasser) Platz. Bezüglich der Abbildung eines größeren Gitterausschnittes sei auf die Abbildung in der Arbeit von *Spiegelberg* (op. cit.) verwiesen. Die Kaliumionen haben

sowohl im Modell 1, wie auch im Modell 2 (hier gemeinsam mit Wasser) Sechskoordination.

Sicher ist rotes Kaliummetabismutat mit $KSbO_3$ isomorph in bezug auf das Gerüst. Für die Kaliumionen ist wegen des starken Überwiegens des Streuvermögens von Wismut nicht zu entscheiden, ob sie tatsächlich dieselben Punktlagen einnehmen; es ist aus Analogiegründen zu vermuten.

Verwendet man zur Herstellung von Kaliumbismutat verdünnte Kalilauge, so erhält man eine braune Fällung. Um zu entscheiden,

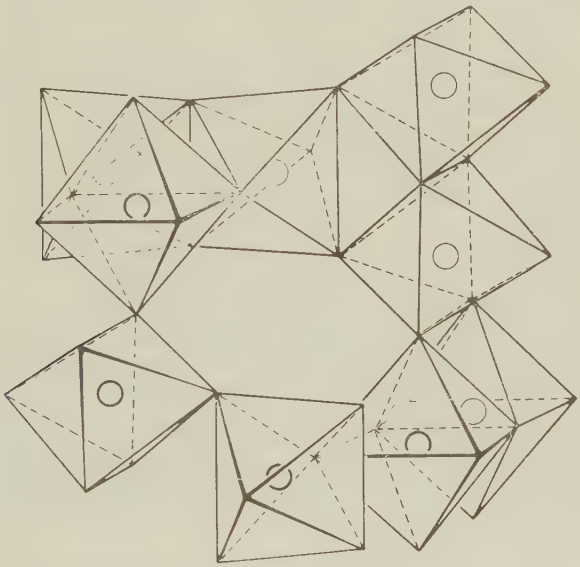


Abb. 1. Detail der Struktur von $KBiO_3$. Die Kreise stellen Bi^{+5} dar, die Sauerstoffatome sitzen an den Ecken der Oktaeder.

ob die Änderung der Farbe nur ein Effekt der Korngröße ist, oder ob verschiedene Phasen vorliegen, wurde von einem Kaliumbismutat, das aus 10%iger Kalilauge gefällt worden war, eine Pulveraufnahme hergestellt. Das Diagramm dieses dunkelbraunen Kaliumbismutates ist von dem von rotem Kaliumbismutat eindeutig verschieden; es liegt hier also ein anderes Gitter vor.

Röntgenographische Untersuchungen an aus rotem Kaliumbismutat hergestellter „Wismutsäure".

Durch Waschen mit Salpetersäure wird aus Bismutaten das Alkalion entfernt — siehe (1), dort auch ausführliche Literaturhinweise.

Zur vorliegenden Untersuchung wurde das wie oben beschrieben hergestellte rote Kaliummetabismutat kurz in starker Salpetersäure gekocht und mit kalter Salpetersäure zunehmender Verdünnung, zuletzt mit reinem Wasser gewaschen. Man erhält so ein feines, orangegelbes, an der Luft haltbares Produkt, das lufttrocken folgendes Analysenergebnis brachte.

	Gew%	Molzahl
Bi_2O_3	88,5	19,0
O_2	4,2	13,1
K_2O	0,4	0,4
H_2O_{-110}	2,8	15,5
H_2O_{+11}	3,0	16,7
	98,9	

Die Analysenmethode war dieselbe wie ich sie im vorigen Abschnitt beschrieben habe. Die Trennung zwischen H_2O_{+110} und H_2O_{-110} ist hier etwas weniger verläßlich, da die Verbindung leichter zersetzlich ist als Kaliumbismutat; bei 110° ist aber der Gewichtsverlust durch Sauerstoffabspaltung sicher noch gering — die Verbindung entfärbt sich bei dieser Temperatur nicht.

Obige Zahlen zeigen, daß das Kalium weitgehend entfernt und das Wismut teilweise reduziert wurde. Die Deutung der Analyse möge zunächst nach rein chemischen Gesichtspunkten gegeben werden:

1. Es liege eine Verbindung von vierwertigem Wismut vor.

Der gefundene Wert für „peroxydischen Sauerstoff" ist höher, als einer Verbindung von vierwertigem Wismut entspricht; denn eine solche verlangt ein Bi_2O_3:O_2-Verhältnis wie 2:1, während das Verhältnis aus obiger Analyse 2:1·38 ist. Es müßte also neben vierwertigem Wismut auch fünfwertiges vorliegen. Nimmt man an, daß dem gefundenen Kaliumwert noch unzersetztes $KBiO_3$ entspricht, so reduzieren sich die Molzahlen auf

$$\begin{aligned} Bi_2O_3 \quad & 18{\cdot}6 \\ O_2 \quad & 12{\cdot}7; \end{aligned}$$

das entspricht einem Bi_2O_3:O_2-Verhältnis von 2:1·37 — also ziemlich genau $2:{}^4/_3$. Es müßte dementsprechend vier- und fünfwertiges Wismut im Verhältnis 2:1 vorliegen. Das Analysenergebnis kann also gedeutet werden als

$$2\ Bi_2^{+4}O_4 \,.\, Bi_2^{+5}O_5 \,.\, x\ H_2O$$

2. Es liege eine Verbindung von drei- und fünfwertigem Wismut vor.

Entspricht dem „peroxydischen Sauerstoff" fünfwertiges Wismut, dann lauten die Molzahlen

$$\begin{aligned} Bi_2O_5 \quad & 13{\cdot}1 \\ Bi_2O_3 \quad & 5{\cdot}9 \\ K_2O \quad & 0{\cdot}4 \end{aligned}$$

Die Analyse liegt zwischen den Formeln $2\,Bi_2O_5 \cdot Bi_2O_3 \cdot xH_2O$ und $3\,Bi_2O_5 \cdot Bi_2O_3 \cdot xH_2O$, aber nahe der ersten Formel.

Der Wassergehalt (H_2O_{+110}) beträgt fast ein halbes Molekül pro Wismutatom. Über seine Bindung kann nichts Sicheres ausgesagt

Tab. 3. Pulveraufnahme von Bismutobismutat (aus rotem Kaliumbismutat erzeugt), Cu-Strahlung, Ni-Folie.

$h^2+k^2+l^2$	$\sin^2\vartheta$		I	I berechnet			
	beob.	ber.	beob.	A	B	C	D
2	—	01235	0	3,3	4,5	4.5	1,4
4	02474	02470	4	2,5	2,8	0,4	2,5
6	03740	03706	1	0,8	0,8	0,8	0,6
8	—	04941	0	0	0,02	1,1	0,01
10	06143	06176	20	7,7	6,7	6,7	10,0
12	07322	07411	2	1,6	1,1	3,5	1,1
14	08646	08647	18	9,0	9,5	9,5	9,8
16	09755	09882	1	0,9	1,2	2,9	0,3
18	—	11117	0	1,1	0,3	0,3	0,1
20	—	12352	0	0	0,04	1,6	0,04
22	—	13587	0	0	0,3	0,3	0,2
24	14768	14823	3	2,5	2,5	0,3	2,6
26	16028	16058	20	5,6	5,4	5,4	7,3
30	18394	18528	2	0,4	0,7	0,7	0,7
32	—	19764	0	0	0,01	0,3	0,3
34	20894	20999	4	2,7	2,6	2,6	2,0
36	22185	22234	8	3,1	3,9	5,8	4,9
38	23430	23469	8	4,1	4,1	4,1	3,8
40	24698	24704	4	1,4	1,4	3,9	1,2

werden. H_2O_{-110} ist wohl adsorbiert. Ob H_2O_{+110} auch relativ lose (zeolithartiges Wasser, Hydratwasser) gebunden ist, oder ob es als OH-Gruppe fester im Gitter sitzt, ist nicht ersichtlich.

Nach der ersten Deutung der Formel hat man es mit einem Gemisch oder einer Verbindung von Wismutoxyden bzw. -hydroxyden mit vier- und fünfwertigem Wismut, nach der zweiten mit einem Bismutobismutat zu tun.

Das Röntgendiagramm dieser Verbindung ist dem von rotem Kaliummetabismutat analog. Es läßt sich ohne Schwierigkeit kubisch indizieren (siehe Tab. 3). Zusätzliche Linien treten nicht auf, bloß die Gitterkonstante ist etwas verkleinert. Aus einer NaCl-Testaufnahme Cu-Strahlung, Ni-Folie) wurde die Kantenlänge des Elementarwürfels zu

$$a = 9{\cdot}77 \pm 0{\cdot}015\,\text{Å}$$

bestimmt.

Aus der Ähnlichkeit der Filme folgt, daß $KBiO_3$ und diese „Wismutsäure" das gleiche Wismut-Sauerstoffgerüst haben; nur sind im letzteren Falle die Kanäle etwas enger. Das legt nahe, die Verbindung als Bismutobismutat zu deuten. Im fünfwertigen Wismut ist ja die P-Elektronenschale noch unbesetzt, die beim vierwertigen schon mit einem Elektron zu besetzen wäre, was eine deutliche Vergrößerung des Wirkungsradius zur Folge haben müßte. Ob dabei der Sauerstoffkomplex wie in $KBiO_3$ noch beständig ist, hängt von der Größe des hypothetischen Bi^{+4} ab. (ist dessen Wirkungsradius über $r = 0{\cdot}97$ Å, so ist oktaedrische Sauerstoffumgebung aus Raumgründen instabil); jedenfalls muß eine Dehnung des Bi-O-Abstandes und eine Änderung des Bi-Parameters eintreten.

Bismutobismutat entspricht der Formel $Bi^{+3}Bi_3^{+5}O_9$. In meiner Analyse ist dafür der Gehalt an Bi_2O_3 etwas zu hoch. Dafür gibt es zwei Deutungsmöglichkeiten:

1. In Gerüst wird Bi^{+5} zum Teil durch Bi^{+4} vertreten. Dadurch steigt die Aufladung des Gerüstes sofort stark an, so daß mehr als ein Bi^{+3} pro drei Gerüstwismute zur Absättigung notwendig sind. Die Analyse entspricht nach Abrechnung des Kaliums als $KBiO_3$ einem Elementarkörperinhalt $Bi_{4{\cdot}5}^{+3}(Bi_{1{\cdot}5}^{+4}Bi_{10{\cdot}5}^{+5})O_{36}$; es braucht also im Gerüst nur etwa $^1/_{10}$ des Wismuts vierwertig vorliegen.

2. Es liegt dem Diagramm die Verbindung $Bi^{+3}Bi_3^{+5}O_9 \cdot xH_2O$ zugrunde. Daneben ist eine zweite Phase mit dreiwertigem Wismut entstanden, die etwa $^1/_{10}$ des Wismuts enthält und in so feiner Verteilung vorliegt, daß die verschwommenen Reflexe auf dem Film nicht zur Geltung kommen.

In Tab. 3 sind den beobachteten Intensitäten die nach einigen Modellen berechneten Intensitäten gegenübergestellt. Reflexe mit $h+k+l = 2n+1$ wurden nie beobachtet. Alle Modelle haben innenzentriert kubische Translationsgruppe (Raumgruppe: T_h^5 — Im3), folglich sind nur die geradzahlig indizierten Reflexe tabelliert.

In Kolonne A sind wieder die berechneten Intensitäten unter alleiniger Berücksichtigung des Wismuts angegeben (gleiche Werte wie Tab. 1, Kolonne A!).

In Kolonne B sind die Intensitäten berechnet mit denselben Wismutpositionen wie in A und den Sauerstoffpositionen des Gerüstes von Kaliumbismutat. Dieses Modell entspricht einem Gerüst BiO_3^{-1} oder BiO_2OH.

In Kolonne C sind die Intensitäten für die Verbindung $Bi^{+3}Bi_3^{+5}O_9$ berechnet: Das Wismutsauerstoffgerüst ist dasselbe wie in Kolonne B; vier Bi^{+3} sitzen statistisch auf der achtzähligen Punktlage $^1/_4\ ^1/_4\ ^1/_4$ usw.

In Kolonne D endlich ist das Gerüst wieder das gleiche, die Formel ist die gleiche wie in Kolonne C, die vier Bi^{+3} sitzen hier aber statistisch verteilt auf der 16zähligen Punktlage xxx, $^1/_2$—x $^1/_2$—x $^1/_2$—x usw. (x = 0·140).

Modell B entspricht der Beobachtung am besten.

Es liegen hier wahrscheinlich ähnliche Verhältnisse wie bei Antimontetroxyd vor. Dieses erhält man durch thermische Zersetzung von Antimonsäure; es entspricht ohne Berücksichtigung des Wassergehaltes der Formel Sb_2O_4 und hat ebenso wie „Antimonsäure" Pyrochlorgitter. Nach *K. Diehlström* und *A. Westgren* (9) hat man deshalb die Formel als $Sb^{+3}Sb_2^{+5}O_6OH$ zu schreiben. Nach obigem folgt, daß hier ähnliche Verhältnisse vorliegen.

Die Kristallstruktur von $BiPO_4$.

Beim Versetzen von Wismutlösungen mit Phosphation fällt ein feinst kristalliner weißer Niederschlag der Zusammensetzung $BiPO_4$ aus; er ist so schwer löslich, daß er bei der quantitativen Bestimmung des Wismuts praktische Verwendung gefunden hat — siehe z. B. (10). Kristallographisch wurde die Verbindung von *de Schulten* (11) untersucht. Er löste $Bi(NO_3)_3 . 5H_2O$ und $Na_2HPO_4 . 12H_2O$ in äquivalenten Mengen in heißer konzentrierter Salpetersäure und verdünnte bei Wasserbadtemperatur tropfenweise mit Wasser; er erhielt so durchsichtige, glänzende Kristalle mikroskopischer Dimensionen (bis 0·15 mm Länge und 0·05 mm Dicke), die er als monoklin beschrieb. Eine goniometrische Messung war wegen der Kleinheit der Individuen nicht möglich. Das durch Fällen von Wismutsalz mit Phosphation hergestellte Präparat erweist sich im Mikroskop als aus so feinen Nädelchen bestehend, daß kaum eine nähere Bestimmung möglich ist.

Röntgenographisch ist die Verbindung meines Wissens noch nicht untersucht worden.

Zu dieser Untersuchung wurde $BiPO_4$ aus quantitativen Wismutbestimmungen (also bei etwa 500° geglühte Fällung) verwendet. Das weiße Pulver wurde sorgfältig zerrieben, um Intensitätsverfälschungen durch Formfaktoren möglichst auszuschalten. Die Diagramme (Cu-Strahlung, Ni-Folie) sind recht linienreich und lassen auf niedrige Kristallsymmetrie schließen. Zum Vergleich hergestellte Pulveraufnahmen von Monazit erweisen sich als praktisch gleich, nur sind die Linien bei Monazit ganz schwach nach kleineren Glanzwinkeln verschoben (siehe Abb. 2).

Zu den Monazitaufnahmen wurde honiggelber ausgesuchter Monazitsand (Brasilien) verwendet; dieser gab die besten Diagramme. Andere Monazite (pegmatitische Vorkommen von Moss, vom niederösterreichischen Waldviertel und unbekannten Ur-

sprungs) gaben viel schlechtere Aufnahmen. Die Beobachtung *S. v. Gliszczynskis* (12), daß manche pegmatitische Monazite im Röntgendiagramm Übergänge zu Xenotim zeigen, konnte ich an meinem Material nicht bestätigen.

Durch die Ähnlichkeit der Diagramme ist die Isomorphie zwischen Monazit (im wesentlichen $CePO_4$) und $BiPO_4$ gezeigt. Die Gitterkonstanten sind für Wismutphosphat etwas kleiner anzusetzen; die maximale Abweichung dürfte allerdings 1% kaum übersteigen.

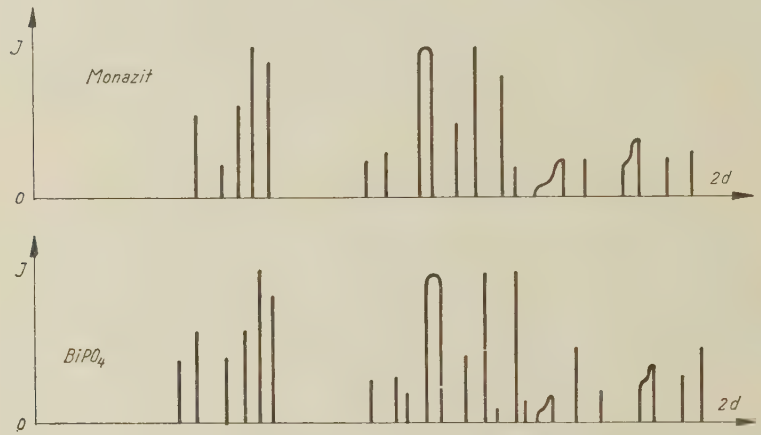


Abb. 2. Debyeogramme von Monazit und $BiPO_4$; Cu-Strahlung, Ni-Folie, $2r = 57{,}3$ mm.

Die Kristallstruktur von Monazit wurde 1942 von *M. P. Kokkoros* (13) bestimmt. Er fand (in sehr guter Übereinstimmung mit *Gliszczynski* [op. cit.] und *W. Parrish* [14]) für die Metrik:

Raumgruppe: C_{2h}^5, $a = 6{\cdot}78$; $b = 6{\cdot}99$; $c = 6{\cdot}45$Å; $\beta = 104^0$

Inhalt der Elementarzelle: 4 $CePO_4$.

Unter Verwendung dieser Gitterkonstanten translatiert die Gleitspiegelebene um $\frac{a+c}{2}$, die zweizähligen Schraubenachsen liegen in $^1/_4\ y\ ^1/_4$; $^1/_4\ y\ ^3/_4$; $^3/_4\ y\ ^1/_4$; $^3/_4\ y\ ^3/_4$. Das Hermann-Mauginsche Symbol ist also zu schreiben $P\ 2_1/n$. Soll die Raumgruppe C_{2h}^5—$P\ 2_1/c$ werden (wie z. B. *H. Strunz* [15] angibt), so muß man eine andere Metrik wählen, etwa: $a = 6{\cdot}78$; $b = 6{\cdot}99$; $c = 10{\cdot}43$Å; $\beta = 143^0$, in dieser Aufstellung entspricht die 100-Fläche der 101-Fläche bei *Kokkoros*. Ich wähle für $BiPO_4$ dieselbe Elementarzelle wie *Kokkoros* für Monazit, da man so die kleinsten Gitterkonstanten erhält und für Monazit in Übereinstimmung mit der üblichen kristallographischen Aufstellung bleibt.

Für $BiPO_4$ ist folgende Metrik anzunehmen:
Raumgruppe: C_{2h}^5 — P $2_1/n$
$a = 6{\cdot}74 \pm 0{\cdot}04$; $b = 6{\cdot}95 \pm 0{\cdot}04$; $c = 6{\cdot}41 \pm 0{\cdot}04$; $\beta = 104^0 \pm 1^0$
Inhalt der Elementarzelle: 4 $BiPO_4$.

Tab. 4. Pulveraufnahme von Wismutorthophosphat, Cu-Strahlung, Ni-Folie.

hkl	berechnet		beobachtet		hkl	berechnet		beobachtet	
	$\sin^2\vartheta$	I	$\sin^2\vartheta$	I		$\sin^2\vartheta$	I	$\sin^2\vartheta$	I
$10\bar{1}$	02188	1,6			220	10321	1,1		
110	02580	1,1			221	10445	0,3		
011	02728	3,7	02696	4	$12\bar{2}$	10874	1,9	11088	2
$11\bar{1}$	03400	8,2	03384	6	022	10898	0,1		
101	03580	3,1			$30\bar{1}$	11742	0,1		
111	04792	3,8	04796	4	130	12275	0,4		
020	04848	2,3			031	12423	6,2	13432	10
200	05473	7,9	05609	6	$10\bar{3}$	12893	4,8		
002	06050	1,6			$31\bar{1}$	12954	6,5		
120	06216	14,1	06439	10	$13\bar{1}$	13095	0,1		
021	06364	1,4			221	13229	5,4		
210	06685	3,0			310	13526	1,8		
$21\bar{1}$	06809	2.6			$22\bar{2}$	13587	0,6		
$12\bar{1}$	07036	$<0{,}1$			122	13658	0,3		
112	07238	3,8	07277	8	113	14105	$<0{,}1$		
012	07262	11,6			202	14307	$<0{,}1$		
121	08428	0,5			131	14487	0,3		
$20\bar{2}$	08739	4,7	08744	3	013	14825	0,1		
211	09593	0,3			$31\bar{2}$	15400	0,2		
$21\bar{2}$	09951	2,9	10174	3	212	15519	7,4	15773	4
112	10022	3,1			301	15918	1,9		

Die röntgenographische Dichte beträgt mit obigen Gitterkonstanten $\rho = 6{\cdot}93$ g/ccm; *de Schulten* (op. cit.) bestimmte experimentell $\rho = 6{\cdot}323$ g/ccm, also einen beträchtlich kleineren Wert. Selbst wenn man für Wismutphosphat so große Gitterkonstanten wie bei Monazit annimmt, berechnet man die Dichte zu $\rho = 6{\cdot}805$ g/ccm. Dennoch kann auf Grund der Ähnlichkeit der Diagramme und der Intensitätsrechnung (siehe Tab. 4) nicht an den engen Zusammenhang der Strukturen von $BiPO_4$ und Monazit gezweifelt werden.

Krokkos (op. cit.) gibt für Monazit folgende Parameter an:

	x	y	z
Ce	0,214	0,158	0,406
P	0,175	0,167	0,889
O	0,194	0,992	0,028
O	0,125	0,342	0
O	0,372	0,200	0,819
O	0	0,133	0,694

Die Parameter sind durch ausführliche Intensitätsberechnungen gut begründet. Es liegen alle Atome auf allgemeinen Punktlagen.

In Tab. 4 sind für $BiPO_4$ die berechneten Intensitäten der innersten 42 Reflexe der Beobachtung gegenübergestellt. Es wurden obige Parameter verwendet. Auf der Punktlage (0·214; 0·158; 0·406) sitzt Wismut an Stelle von Cer. Berechnung und Beobachtung sind in befriedigender Übereinstimmung (der Reflex mit $\sin^2 \vartheta_{ber.} =$ zirka 0·13432 ist sehr breit!). Auch die Parameter müssen also bei $BiPO_4$ recht ähnlich wie beim Monazit sein. Bezüglich einer Abbildung der Elementarzelle sei auf die Arbeit von *Kokkoros* (op. cit.) verwiesen.

Damit ergibt sich, daß die Wismutatome in $BiPO_4$ recht unregelmäßig von zehn Sauerstoffen umgeben sind. Die Bi-O-Abstände liegen zwischen 2·40 und 2·98 Å; die Phosphoratome sind fast regelmäßig von vier Sauerstoffen in Abständen zwischen 1·48 und 1·51 Å umgeben.

L. G. Sillén (16) hat in seiner Arbeit über Wismutoxyde folgende Bi-O-Abstände gefunden:

Phase	Koordinationszahl der Bi-Atome	Bi—O in Å
primitiv kubisch	6	2·40
innenzentriert kubisch	4 bzw. 6	2·20; 2·24; bzw. 2·50; 2·36; 2·57
tetragonal	6	2·37

R. C. L. Mooney (17) fand für die tetragonale Modifikation von $BiAsO_4$ (die andere ist nach de Schulten [op. cit.] monoklin) Scheelittyp mit 8-Koordination um Wismut mit einem Bi—O-Abstand von 2·45 Å. Meine Werte fügen sich gut zu diesen Zahlen. Der Wirkungsradius von Bi^{+3} liegt also bei 1·1 Å; da die Gitterkonstanten von $BiPO_4$ etwas kleiner als die von Monazit sind, muß er etwas kleiner (aber ohne großem Unterschied) als der von Ce^{+3} sein.

Herr Prof. Dr. *F. Machatschki* hat mir zu dieser Untersuchung alle Mittel seines Institutes bereitwilligst zur Verfügung gestellt. Dafür und für viele wertvolle Anregungen bin ich ihm zu vielem Dank verpflichtet.

Zusammenfassung.

Rotes Kaliumbismutat kristallisiert kubisch mit

$$a = 10{\cdot}01 \pm 0{\cdot}015 \text{ Å};$$

es ist isomorph mit der kubischen Hochtemperaturmodifikation von

$KSbO_3$. Aus der Struktur berechnet man den Bi^{+5} Radius zu

$$0{\cdot}80 \pm 0{\cdot}10 \text{Å}.$$

Durch Kochen mit Salpetersäure entsteht aus rotem $BKiO_3$ ein Bismutobismutat mit analoger Struktur und $a = 9{\cdot}77 \pm 0{\cdot}015$ Å.

Wismutphosphat ist auf Grund der praktischen Identität des Pulverdiagrammes mit Monazit isomorph; die Zelldimensionen sind geringfügig kleiner. Der Wirkungsradius von Bi^{+3} ist folglich nicht ganz so groß wie der von Ce^{+3} und liegt etwa bei 1·1Å.

Literatur.

1. *Gmelins* Handbuch der anorganischen Chemie, 8. Aufl., Verlag Chemie, Berlin. System Nr. 19, Wismut, S. 113 ff.; System Nr. 22, Kalium, S. 1065 ff. — 2. *Pauling, L.,* The Sizes of Ions and the Structure of Ionic Crystals, Journ. Am. Chem. Soc. 49, (1927), 765. — 3. *Bodman, G.,* Isomorfi mellan salterna af vismut och de sällsynta jordarterna, Öfversigt af Kongl. Vet.-Akad. Förhandlinger, 1888, S. 315. — 4. *Bodman, G.,* Über die Isomorphie zwischen den Salzen des Wismuts und der Seltenen Erden, Z. anorg. Chem. 227 (1901), 254. — 5. *Urbain, G.,* u. *H. Lacombe,* Sur une série de composés du bismuth, Compt. rend. 137 (1903), 568. — 6. *Sillén, L. G.,* u. *H. Sundvall,* Double molybdates and tungstates of alkali metals with lanthanum or bismuth, Arkiv för Kemi etc. 17 A, Nr. 10 (1943). — 7. *Aloy, J.* u. *P. Frébault,* Contribution à l'étude de bismuth, B. Soc. chim. (3) 35 (1906), 396 ff. — 8. *Spiegelberg, P.,* X-Ray Studies on Potassium Antimonates, Arkiv för Kemi etc. 14 A, Nr. 5 (1940). — 9. *Dihlström, K.,* u. *A. Westgren,* Über den Bau des sogenannten Antimontetroxyds und der damit isomorphen Verbindung $BaTa_2O_6F$, Z. anorg. Chem. 235 (1937), 153. — 10. *Biltz, H.,* u. *W. Biltz,* Ausführung quantitativer Analysen, 5. Aufl. S. Hirzel, Zürich, 1947, S. 345. — 11. *De Schulten, M. A.,* Produktion de sels de bismuth cristallisés, B. Soc. chim. (3) 29 (1903), 720. — 12. *v. Gliszczynski, S.,* Beitrag zur „Isomorphie" von Monazit und Krokoit, Z. f. Krist. 101 (1939), 1. — 13. *Kokkoros, M. P.,* La structure de la Monazite, Ber. d. Athener Akad., 17 (1942), 163. — 14. *Parrish, W.,* Unit cell and space group of monazite, Am. Min. 24 (1939), 651. — 15. *Strunz, H.,* Mineralogische Tabellen, Akad. Verl. Ges. 1941 S. 149. — 16. *Sillén, L. G.,* X-Ray Studies on Bismuth Trioxyde, Arkiv för Kemi etc. 12 A, Nr. 18, (1937). — 17. *Mooney, R. C. L.,* Crystal Structure of Tetragonal Bismuth Arsenate, $BiAsO_4$, Acta Cryst., 1 (1948), 163.

Aus dem Mineralogischen Institut der Universität Wien.

Über Formel und Struktur des Mercurooxychlorides Eglestonit.

Von

Anna Hedlik.

Mit 4 Textabbildungen.

(Eingelangt am 28. April 1949.)

Einleitung.

Der *Eglestonit* wurde erstmalig von *B. F. Hill* (1) aus der Quecksilberlagerstätte von *Terlingua* im Brewster County, Texas, beschrieben. *A. J. Moses* (2) machte dann nähere Angaben über das Mineral. Die Kristalle erreichen selten eine Größe von 1 mm und sind meist kristallographisch gut entwickelt. In Begleitung treten Terlinguait, ein Quecksilberoxydchlorid und Montroydit, HgO, ferner Kalomel, HgCl, gediegen Hg und Calcit auf. Die Kristallgestalt wird vorwiegend von (110)-Flächen gebildet, daneben treten (100)- und (112)-, seltener (123)-Flächen auf. Die Winkelmessungen an einem halben, 29 Flächen besitzenden Kristall und deren Auswertung zeigten eindeutig, daß das Mineral kubisch-holoedrische Symmetrie besitzt. Die chemischen Analysen ergaben folgende Werte:

	I.	II.	III.	IV.	V.
% Hg	88·67	90·45	90·72	88·25	89·70
% Cl	8·72	7·24	7·81	7·68	8·20
% O	2·60	2·26	—	—	—

Das Mittel dieser Analysenergebnisse entspricht der von *Moses* (op. cit.) angegebenen Formel $Hg_6Cl_3O_2$. Der Sauerstoff wurde bei den Analysen I und II durch Erhitzen der Probe im gewogenen Rohr bei geprüfter Abwesenheit von CO_2 und H_2O bestimmt, für die übrigen drei Analysen wurde der Rest als Sauerstoff verrechnet.

Was die physikalischen Eigenschaften betrifft, so gibt *Moses* (op. cit.) an, daß der Glanz von Eglestonit diamant- bis harzartig ist; die Farbe ist Gelb bis Braun und dunkelt am Licht nach, die frisch gepulverte Substanz ist grünlichgelb. Das Mineral ist spröd und ohne wahrnehmbare Spaltbarkeit. Die Härte liegt zwischen zwei und drei. Das spezifische Gewicht wurde von ihm zu 8·327 g/ccm bestimmt.

Der Name wurde zu Ehren des Begründers der Columbia School of Mines Prof. *Th. Egleston* gewählt.

Weitere Untersuchungen an Eglestonit führten *W. F. Hillebrand* (chemisch) und *W. T. Schaller* (kristallographisch) (3) durch. Zur Verfügung standen Kristalle wie bei *Moses* (op. cit.) und feinkristallines Material.

Die chemischen Untersuchungen ergaben, daß sowohl beim Erhitzen, als auch bei Behandlung mit Salzsäure, Salpetersäure und verdünnter Essigsäure Kalomel abgeschieden wird, dagegen wurde bei keiner Reaktion die Bildung von Sublimat beobachtet, so daß schon deshalb die Richtigkeit der von *Moses* (op. cit.) angegebenen Formel, der zufolge das Quecksilber in dieser Verbindung in zwei Wertigkeitsstufen vorhanden sein müßte, zweifelhaft erschien. Die von *Hillebrand* ausgeführten Analysen, deren Werte folgende Tabelle zeigt, ergaben eine andere Zusammensetzung des Minerals.

	I.	II.	III.
% Hg	88·33	88·94	89·73
% Cl	8·32	8·23	8·12
% O	1·72	1·84	1·80

Der Sauerstoff wurde dabei direkt unter Absorption durch Phosphor bestimmt. Die Formelberechnung ergab Hg_3Cl_2O, und zwar übereinstimmend bei allen drei Analysen, während die Analysenergebnisse bei *Moses* (op. cit.), wie gezeigt wurde, stark schwanken. Aus *Hillebrands* Formel geht hervor, daß nur einwertiges Quecksilber vorhanden ist, was mit dem oben angeführten chemischen Verhalten in Übereinstimmung steht.

Die kristallographischen Untersuchungen ergaben eine Bestätigung der Angaben von *Moses* (op. cit.).

A. F. Rogers (4) beschrieb Eglestonit von *San Mateo Comp.* bei Palo Alto, Kalifornien. Seine optischen Untersuchungen ergaben, daß Eglestonit isotrop ist und einen Brechungsquotienten von 1·795 besitzt. Die höchstens 0·5 mm großen Kristalle zeigten besonders die Formen (110), (100) und (111), alle mit zurücktretenden (211)-Flächen. Sie traten auch teilweise in gestreckten rhombendodekaedrischen Formen auf. Die einzige Analyse mit 80·00% Hg und 7·73% Cl ergibt bei der Verrechnung des Restes als Sauerstoff die Formel $Hg_{11}Cl_5O_7$.

Röntgenographische Untersuchungen wurden erstmalig von *P. H. Bird* (5) in Form von Vergleichsaufnahmen von Mosesit, Eglestonit, Kleinit, Terlinguait und Montroydit durchgeführt, die durchwegs voneinander verschiedene Diagramme zeigten. Für Eglestonit gibt er an: Einfache kubische Zelle mit $a = 9{\cdot}50$ Å (die Angabe des „Strukturberichtes“ $a = 5{\cdot}90$ Å, die auch von *A. Strunz* in seine „Mineralogische Tabellen“ übernommen wurde, dürfte auf einen Irrtum zurückzuführen sein). Alle übrigen, von ihm an Eglestonit angestellten Berechnungen führten zu keinen weiteren Ergebnissen.

Bestimmung von Gitterkonstante, Raumgruppe und Hg-Anordnung.

Dazu wurde zunächst eine Pulveraufnahme von Eglestonit aus *Terlingua* im Brewster County, Texas, angefertigt. Die daraus berechnete Gitterkonstante von $8{\cdot}02 \pm 0{\cdot}02$ Å stimmt mit der von *Bird* (op. cit.) angegebenen nicht überein; wie die Tabelle zeigt, läßt sich die Aufnahme mit ihr einwandfrei indizieren. Vom gleichen Material wurde eine Testaufnahme mit Steinsalz hergestellt und damit der oben angegebene Wert auf

$$a = 8{\cdot}015 \pm 0{\cdot}010 \text{ Å}$$

(bezogen auf $a_{NaCl} = 5{\cdot}628$ Å) verbessert.

Unter Benützung der von *Moses* (op. cit.) angegebenen Dichte von 8·327 g/ccm und der Formel Hg_4Cl_2O *(Hillebrand)* ergeben sich demnach drei, bei Verwendung der Formel $Hg_6Cl_3O_2$ *(Moses)* zwei Formeleinheiten für die Elementarzelle.

Die röntgenographische Dichte wurde zu

$$\rho = 8{\cdot}56 \pm 0{\cdot}03 \text{ g/ccm (für } Hg_4Cl_2O)$$

beziehungsweise zu

$$\rho = 8{\cdot}59 \pm 0{\cdot}03 \text{ g/ccm (für } Hg_6Cl_3O_2)$$

errechnet. Diese Werte liegen, wie es bei röntgenographischen Dichteangaben üblich ist höher als der experimentell gefundene Wert.

Bei dem Versuch, für Eglestonit eine Struktur zu finden, deren berechnete Intensitäten mit den beobachteten übereinstimmen, mußte darauf Bedacht genommen werden, daß die chemische Zusammensetzung nicht als gesichert angesehen werden konnte. Da sich nun aber bei der Berechnung der Anzahl der Formeleinheiten in der Elementarzelle für

$$Hg_4Cl_2O \quad Z = 3,$$

und für

$$Hg_6Cl_3O_2 \quad Z = 2$$

ergab, enthält die Elementarzelle in beiden Fällen 12 Hg und 6 Cl. Da das Streuvermögen des Sauerstoffes gegen Hg und Cl ohnedies so gering ist, daß es den Intensitätsverlauf nicht beeinflußt, brauchen die von *Moses* und *Hillebrand* aufgestellten Formeln zunächst nicht gesondert behandelt werden.

Auf Grund der genauen kristallographischen Untersuchungen von *Schaller* (op. cit.) kann die Symmetrieklasse O_h—m3m als gesichert angesehen werden und unter Beachtung der vorhandenen Auslöschungen (es sind die Basisreflexe nur in gerader Ordnung vorhanden,

die [hhl] Reflexe nur mit $l = 2n$, die [okl] Reflexe nur mit $k + l = 2n$ und (hkl) Reflexe nur mit $h + k + l = 2n$) ergeben sich als mögliche Raumgruppen O_h^9 und O_h^4 — O_h^1. Da die Streuvermögen von Hg : Cl : O sich etwa wie 30 : 3 : 1 verhalten, wurde zunächst versucht, die Hg-Positionen zu finden, da weder die Cl-, noch die O-Atome den Intensitätsverlauf wesentlich beeinflussen können.

Nun ist bekannt, daß das einwertige Hg im Kalomel Zweiergruppen mit einem Hg—Hg-Abstand von 2·54 Å bildet (6); (der Abstand Hg—Cl ist im Kalomel 2·51 Å, der Cl—Cl-Abstand 3·32 Å).

Nimmt man für Eglestonit die gleichen Hg_2-Gruppen an, so kann man das Hg ohne Schwierigkeiten unterbringen, und zwar in

Raumgruppe: O_h^9—Im3m.

Punktlage 12 (e): (000, $^1/_2\ ^1/_2\ ^1/_2$) + xoo, oxo, oox, $\bar{x}$oo, o$\bar{x}$o, oo$\bar{x}$ mit $x = 0{\cdot}35$ (sämtliche Punktlagenbezeichnungen nach den „Internationalen Tabellen").

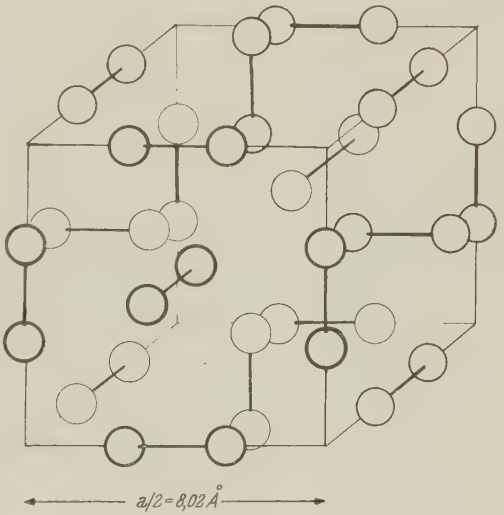


Abb. 1. Anordnung der Hg_2-Gruppen.

Die Intensitäten wurden nach der Formel $I = S^2 \cdot H \cdot f(\vartheta)$ berechnet, wobei die Werte für $f(\vartheta)$ der Kurve $\frac{1 + \cos^2 2\vartheta}{\sin^2 \vartheta}$ entnommen wurden. An Stelle des Streuvermögens von einwertigem Hg wurde mit dem von atomarem Hg gerechnet. Cl und O wurden zunächst vernachlässigt. Die berechneten Intensitäten sind in Tab. 1 (Kolonne A) angegeben. Auf Grund der sehr guten Übereinstimmung zwischen Beobachtung und Berechnung bis zu hohen Indizeswerten können diese Hg-Positionen als hinreichend gerechtfertigt angesehen werden (Abb. 1). Parametervariationen ergaben schlechtere Übereinstimmung zwischen beobachteten und berechneten Intensitäten; es kann daher mit Sicherheit gesagt werden, daß im Eglestonit das Hg einwertig ist und Zweierpackungen von den gleichen Dimensionen wie im Kalomel auftreten. Die nächste Entfernung zweier Hg von verschiedenen Hg_2-Gruppen beträgt 3·86 Å.

Auf Grund der strukturellen Anordnung von Hg ist eine Zusammensetzung nach der Formel $Hg_6Cl_3O_2$, welche ein Nebeneinandervorkommen von ein- und zweiwertigem Hg bedingen würde, unmöglich.

Tabelle 1.

N.	$\sin^2\vartheta$ beob.	$\sin^2\vartheta$ ber.	Index Z = 3	Index Z = 24	I beob.	I berechnet A	I berechnet Modell I	I berechnet Modell II	I berechnet Modell III
1	—	01840	110	220	0	0,06	0,1	0,2	0,1
2	03674	03680	200	440	8	7,9	8,8	10,0	7,3
3	05529	05520	211	422	18	21,0	23,8	22,5	20,4
4	—	07360	220	440	0	0,1	0,06	0,15	0,6
5	09193	09200	310	620	15	10,5	17,4	15.0	11,4
6	11033	11040	222	444	2	1,3	3,8	6,9	1,3
6a	—	11500	—	543	0—1	—	0,01	0	—
7	—	12880	321	642	0	0,06	0,05	0,1	0,09
8	14768	14720	400	800	1	1,4	2,7	3,8	1,8
9	16608	16560	411+330	822+660	20	21,5	31,3	28,8	28,1
10	—	18400	420	840	0	0,1	0,04	0,07	0,01
11	20329	20240	332	664	7	6,7	7,5	8,6	6,8
12	22040	22080	422	844	5	4,9	6,1	7,6	6,1
13	—	23920	510+431	10 20+862	0	0,3	0,09	0,15	0,3
13a	—	24610	—	951	0—1	—	0,02	0	—
14	27534	27600	521	10 42	2	1,5	4,7	4,6	1,5
15	—	29440	440	880	0	0,1	0,1	0,2	0,2
16	31270	31280	530+433	10 60+866	7	8,0	8,6	9,4	8,1
17	33145	33120	600+442	12 00+884	8	8,6	8,8	8,0	7,4
18	—	34960	611+532	12 22+10 64	0	0,05	0,6	0,9	0,3
19	36806	36800	620	12 40	3	3,0	3,9	3,4	3,7
20	38667	38640	541	10 82	3	2,9	6,3	7,8	3,0

Diskussion der Strukturmöglichkeiten unter Annahme der Formel $Hg_4\ Cl_2\ O$.

a) Mit einfacher Gitterkonstante.

In *Raumgruppe* O_h^9 ist keine dreizählige Punktlage zur Besetzung mit O vorhanden, außerdem kann die einzige sechszählige Punktlage 6(b) o $^1/_2$ $^1/_2$ nicht mit Cl besetzt werden, weil dann Cl immer in die Mitte zwischen zwei Hg einer Hg_2-Gruppe zu liegen käme.

In *Raumgruppe* O_h^4 kann aus dem gleichen Grund die sechszählige Punktlage 6(d) o $^1/_2$ $^1/_2$ nicht besetzt werden, und so bliebe für Cl nur mehr die Möglichkeit, es auf eine der beiden vierzähligen Punktlagen 4(b) $^1/_4$ $^1/_4$ $^1/_4$ oder auf 4(c) $^3/_4$ $^3/_4$ $^3/_4$ zu setzen und mit der zweizähligen Punktlage 2(a) ooo zu ergänzen. Das ergäbe, daß

auf der halben Diagonale der Zelle abwechselnd jeweils $1 + {}^2/_2$ Cl Ionen vorhanden wären, was bei engster Aneinanderreihung eine Raumbeanspruchung von 7·2 Å erforderte, während die halbe Raumdiagonale nur zirka 6·8 Å hat, so daß in der Mitte und in den Eckpunkten jeder Zelle um ein Cl-Ion vier weitere tetraedrisch eng angelagert werden, eine Anordnung, die aus kristallchemischen Gründen wohl ebenfalls ausgeschlossen werden kann. Andere Anordnungsmöglichkeiten stehen auch in dieser Raumgruppe nicht zur Verfügung; außerdem bliebe noch immer das Problem der Unterbringung von O.

In *Raumgruppe* O_h^3 könnte man Hg und Cl einbauen, und zwar Hg in 12 (f) xoo und Cl in 6 (c) ${}^1/_4$ o ${}^1/_2$, aber auch hier besteht keine Möglichkeit der Sauerstoffbesetzung.

In *Raumgruppe* O_h^2 sind die Verhältnisse analog wie in Raumgruppe O_h^9.

In *Raumgruppe* O_h^1 kann man Hg auf 6(e) xoo mit x = 0·35 und 6 (f) x ${}^1/_2$ ${}^1/_2$ mit x = 0·17 setzen und hat damit die gleiche Anordnung erreicht, wie sie in O_h^9 gezeigt wurde. Für Cl kommt eine dieser beiden sechszähligen Punktlagen wegen Platzmangels nicht in Frage, da neben einer Hg_2-Gruppe auch noch zwei Cl-Ionen auf einer Kante Platz finden müßten, was bei dem Radius von $Cl^{-1} = 1{\cdot}81$ Å schon 2·24 Å für Cl allein betragen würde, wozu dann noch der Raum für die Hg_2-Gruppe käme. Eine Kombination der beiden dreizähligen Punktlagen 3 (c) o ${}^1/_2$ ${}^1/_2$ und 3 (d) ${}^1/_2$ o o ist deshalb ausgeschlossen, weil hier die Ionen in Kanten und Flächenmitte zu liegen kämen; über die gleichen Stellen bildet aber das Hg die Zweiergruppen und aus dem gleichen Grund kann man auch die drei O nicht einbauen.

Daraus ergibt sich, daß ohne Annahme einer statistischen Punktbesetzung O_h mit diesem Zellinhalt und unter Berücksichtigung der angegebenen Formel keine Möglichkeit besteht, Hg, Cl und O einbauen zu können, so daß versucht wurde, durch Verdoppelung der Gitterkonstante einen Ausweg zu finden.

b) Mit verdoppelter Gitterkonstante.

Auf einer Drehkristallaufnahme um [001] konnten sehr schwache Zwischenschichtlinien beobachtet werden, deren Reflexe mit der doppelten Gitterkonstante gedeutet werden könnten und dies bestärkte obigen Entschluß. Die auftretenden Reflexe (543 und 951) schlossen die Raumgruppen O_h^{10}—O_h^5 aus.

In *Raumgruppe* O_h^4 ergaben sich folgende Möglichkeiten. Für Hg stehen zur Verfügung zweimal 12 (g) xoo mit x = 0·17 und 0·35;

ferner 24 (h) xo $^1/_2$ mit x = 0·17 und zweimal 24 (k) xxz mit x = 0·25 und z = 0·08 sowie x = 0·25 und z = 0·88. Für Cl kann die 48zählige Punktlage nicht benützt werden, weil Sechserpackungen entstehen würden. Setzt man Cl in 24 (i) $^1/_4$ x $^1/_2$—x+24 (j) $^1/_4$ x $^1/_2$+x so erhält man Dreierklumpen. Bei Besetzung der Punktlagen 24 (h) xo $^1/_2$ bzw. zweimal 12 (g) xoo würden je nach der Wahl des Parameters mehr oder weniger stark deformierte Cl-Viererklumpen entstehen (dies erhellt aus den Punktlagen o $^1/_2$ x und x o $^1/_2$), was man auch dann nicht gut erklären kann, wenn man annimmt, daß das Cl deformiert eingebaut ist, eine Annahme, die wie später noch gezeigt werden wird berechtigt ist, weil Cl als selbständiges Ion platzmäßig gar nicht unterzubringen ist.

Ein Heranziehen der achtzähligen Punktlage 8 (e) xxx für die Besetzung mit Cl bei einer Parameterwahl von z. B. $^1/_{16}$, $^3/_{16}$, $^9/_{16}$ und $^{11}/_{16}$ ($^5/_{16}$, $^7/_{16}$ $^{13}/_{16}$ und $^{15}/_{16}$ liefert idente Punkte, was aus den Punktlagen xxx und $^1/_2$—x $^1/_2$—x $^1/_2$—x hervorgeht), ergibt zwar Zweierklumpen von Cl mit der im Kalomel angegebenen Entfernung von Cl—Cl = 3·2 Å, läßt aber keine Ergänzung auf 48 zu, weil bei Heranziehen von 2 (a) ooo + 6 (d) o $^1/_2$ $^1/_2$ + 4 (b) $^1/_4$ $^1/_4$ $^1/_4$ + 4 (c) $^3/_4$ $^3/_4$ $^3/_4$ oder 2 (a) + 6 (d) + 8 (e) xxx mit x = $^1/_8$ eine diagonal engste Aneinanderreihung von 5 + $^2/_2$ bzw. 6 + $^2/_2$ Cl pro Oktant stattfände und ein weiteres Cl zwischen eine Cl_2-Gruppe zu liegen käme.

Für die Besetzung mit Cl kommt also nur mehr die 24zählige Punktlage 24 (k) xxz in Frage. Setzt man für x = $^1/_{16}$ so wie $^1/_3$ und für z = o (was keine Reduktion der Punktlage bedingt) so ist der Abstand Cl—Hg wie im Kalomel 2·5 Å.

Der Einbau von O stößt auf Schwierigkeiten weil nach bereits oben gezeigtem Ausfall von Möglichkeiten nur mehr eine Kombination von zweimal 8 (e) mit 4 (b) + 4 (c) oder 2 (a) + 6 (d) übrig bleibt; wählt man dabei für x = $^1/_{16}$ bzw. $^3/_{16}$, so erhält man 5 bzw. 4 + $^2/_2$ O-Ionen in einer Diagonale eines Oktanten, außerdem wären dann in einer Diagonalrichtung große freie Räume in der anderen hingegen alle Cl und O. Wollte man diese ausfüllen, so würde man für O eine Punktlage oyz brauchen.

Es besteht also in O_h^4 ohne Annahme einer statistischen Punktbesetzung keine Möglichkeit Cl und O unterzubringen.

In *Raumgruppe* O_h^3 ist es auch möglich, Hg und Cl in der gewünschten Anordnung unterzubringen, nämlich Hg in 48 (l) xyz mit den Parametern x = $^1/_4$, y = $^1/_4$ und z = 0·08 + 12 (h) x $^1/_2$ o mit x = 0·17 + 12 (g) xo $^1/_2$ mit x = 0·17 und zweimal 12 (f) xoo mit x = 0·17 bzw. 0·35. Mit Cl wird dann 24 (k) oxz doppelt besetzt

und zwar mit $y = z = {}^1/_3$ und ${}^1/_6$; O kann man in 24 (k) oyz mit $y = {}^1/_3$ und $z = {}^1/_6$ annehmen. In diesem, punktlagen- und raummäßig möglichen Modell I würden z. B. in der Höhe 0 oder ${}^1/_2$ vier Hg_2-Gruppen in der gleichen Ebene mit 2 Cl und einem O derart in Verbindung treten, daß die beiden Cl an je zwei Hg_2-Gruppen und beide gemeinsam an ein O deformiert gebunden wären (Abb. 2).

Wählt man dagegen bei zweimaliger Besetzung von 24 (k) mit Cl für $y = {}^1/_8$ bzw. ${}^3/_8$ und für $z = {}^1/_4$, so erreicht man eine

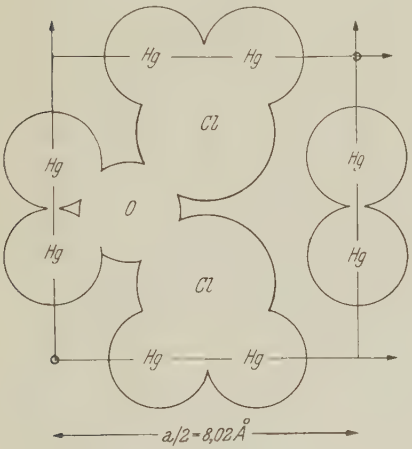


Abb. 2. Modell I. Schnitt durch einen Oktanten in der Höhe 0.

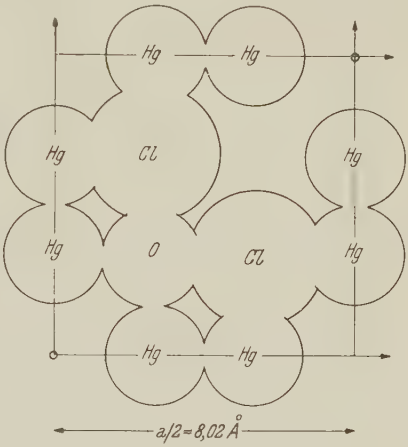


Abb. 3. Modell II. Schnitt durch einen Oktanten in der Höhe 0.

Anordnung, bei der immer ein Cl-Ion in der Mitte zwischen zwei senkrecht zueinander stehender Hg_2-Gruppen zu liegen kommt und an diese mit dem Abstand 2·37 Å (der für diese Bindung sehr gering ist) gebunden ist. Für O kann man ebenfalls 24 (k) wählen mit den Parametern $y = 0{\cdot}25$ und $z = 0{\cdot}125$. Auch hierbei wäre also punktlagen und raummäßig eine Einbaumöglichkeit gegeben (Modell II), aber auch hier liegt direktes, aneinander deformiertes Zusammentreten von Cl und O vor (Abb. 3) und ebenso wie in Modell I hat man es mit recht unübersichtlichen Koordinationsverhältnissen zu tun.

Eine andere Möglichkeit besteht in dieser Raumgruppe nicht mehr, weil sich bei der Besetzung von 48 (l) mit Cl Dreierklumpen ergäben, was wohl ausgeschlossen werden kann.

In den *niedrigeren Raumgruppen* der primitiven Translationsgruppe bestehen auch keine anderen als die hier aufgezeigten Möglichkeiten, weil die Verhältnisse analog wie in O_h^4 und O_h^3 liegen,

nur mit dem Unterschied, daß die Punktlagen noch weiter geteilt sind, was aber keine anderen Anordnungsmöglichkeiten bietet.

Aus der Tabelle für die berechneten Intensitäten ist ersichtlich, daß die schon früher ausgesprochene Vermutung über die nur unwesentliche Intensitätsbeeinflussung von Cl und O berechtigt war, so daß also der Intensitätsverlauf gegenüber den Werten, die sich bei der Berechnung mit Hg allein ergaben, kaum verändert erscheint.

Zu den in der Tabelle nicht angeführten Reflexen der großen Zelle ($Z = 24$), die in der Raumgruppe O_h^3 noch in Frage kommen, trägt Hg keinen Strukturfaktor bei. Cl und O liefern berechnete Intensitäten bis zu 0·15, sie liegen also alle sicher unterhalb der Beobachtungsgrenze, da der schwächste, eben noch beobachtete Reflex mit 2·7 (Modell I) bzw. 3·8 (Modell II) berechnet wurde.

Die beiden sehr schwachen, auf den Zwischenschichtlinien auftretenden Reflexe 543 und 951 werden in Modell I mit 0·01 bzw. 0·02, in Modell II mit 0 berechnet. Auf Grund dieser Werte wären sie nicht beobachtbar, ja sie sind nicht einmal die stärksten berechneten Reflexe der entsprechenden Schichtlinien, weshalb für ihr Auftreten keine befriedigende Erklärung gegeben werden kann. Da eine plausible Strukturmöglichkeit in den Raumgruppen O_h^4—O_h^1 wie gezeigt wurde nicht besteht, außerdem noch die beiden Zwischenschichtlinienreflexe, durch deren Vorhandensein die anderen Raumgruppen auszuschließen waren, nicht gedeutet werden konnten, wurde nach Strukturmöglichkeiten in den verbleibenden Raumgruppen O_h^{10}—O_h^5 gesucht, unter der Annahme, daß das Auftreten der „Zwischenschichtlinienreflexe" nicht durch eine Verdopplung der Gitterkonstante zustandekommt.

In *Raumgruppe* O_h^{10} kann man die Hg-Ionen in der gewünschten Anordnung nicht unterbringen, eine weitere Diskussion erübrigt sich daher.

In *Raumgruppe* O_h^9 bestehen prinzipiell die gleichen Möglichkeiten wie in O_h^4, weshalb auch diese Raumgruppe ausgeschlossen werden kann.

In *Raumgruppe* O_h^8 erreicht man bei Besetzung von 96 (f) xoo wobei für $x = 0{\cdot}35$ zu wählen ist, die geforderte Hg-Anordnung. Da aber schon ab der 48zähligen Punktlage 48 (e) $^1/_4\,o\,o$ keine Parameterwahl mehr möglich ist und die vorgegebenen Punktlagen wegen Platzmangel nicht besetzt werden können, fällt auch diese Raumgruppe aus.

In *Raumgruppe* O_h^7 wird die 48zählige Punktlage xoo doppelt von Hg besetzt und zwar mit $x = 0{\cdot}17$ bzw. 0·35 und damit fällt

wieder jede Positionsmöglichkeit für Cl weg, weil sowohl 32 (e) xxx als auch 16 (c) $^1/_8$ $^1/_8$ $^1/_8$ und 16 (d) $^5/_8$ $^5/_8$ $^5/_8$ wie schon in O_h^4 mit 8 (e) gezeigt wurde (siehe S. 384) wegen Fehlens einer Ergänzungsmöglichkeit nicht in Frage kommen.

In *Raumgruppe* O_h^6 sind die Hg in 48 (e) xoo mit x = 0·35 und in 48 (f) x $^1/_4$ $^1/_4$ mit x = 0·08. Sie fallen also wegen Platzmangel für Cl weg. Sonst stehen nur mehr zwei 24-zählige Punktlagen 24 (c) $^1/_4$ o o und 24 (a) o $^1/_4$ $^1/_4$ und zwei achtzählige Punktlagen 8 (b) ooo und 8 (a) $^1/_4$ $^1/_4$ $^1/_4$ zur Verfügung, weshalb auch hier Cl und O nicht untergebracht werden können.

In *Raumgruppe* O_h^5 besetzt man mit Hg 48 (g) x $^1/_4$ $^1/_4$ mit x = 0·08 und zweimal 24 (e) xoo mit x = 0·17 bzw. 0·35. Bei der Cl-Besetzung von 48 (h) oxx und 48 (i) $^1/_2$ x x entstehen, wie schon in Raumgruppe O_h^4 gezeigt wurde (siehe S. 384) Sechsergruppen mit starker Deformation. 48 (g) kommt für Cl wegen Besetzung mit Hg aus Raummangel nicht in Frage; für 32 (f) xxx fehlt eine Ergänzungsposition, weil die verbleibenden Punktlagen 8 (c) $^1/_4$ $^1/_4$ $^1/_4$, 4 (b) $^1/_2$ $^1/_2$ $^1/_2$ und 4 (a) ooo wieder eine Diagonalaneinanderreihung mit sich brächten.

Damit wurde gezeigt, daß auch mit Verachtfachung des Zellinhaltes keine plausible, kristallchemisch vertretbare Möglichkeit einer Strukturanordnung besteht.

Strukturmöglichkeit unter Annahme einer Formeländerung.

Eine ideale Raumerfüllung ist dann vorhanden, wenn man bei einem Z = 2 in O —Im3m neben den festliegenden Hg-Positionen Cl auf die achtzählige Punktlage 8 (c) $^1/_4$ $^1/_4$ $^1/_4$, und O auf die zweizählige Punktlage 2 (a) ooo setzt.

Der Sauerstoff paßt sehr gut und undeformiert in die vorhandenen Räume, Cl ist an Hg schwach deformiert angelagert mit einem Abstand Hg—Cl = 2·81 Å (Idealabstand in bezug auf den Hg-Radius = 1·31 Å wäre 3·1 Å; der Abstand Hg—Cl im Kalomel ist 2·51 Å).

In diesem Modell III treten Chlor und Sauerstoff nie direkt miteinander in Verbindung, wie dies in den beiden anderen diskutierten Anordnungen der Fall ist (Abb. 4).

Allerdings muß man sich dann zu einer Änderung der Formel entschließen, die dann Hg_6Cl_4O oder besser — in der *Machatschki*schen Schreibweise — $(Hg_2)_3{}^{[8\,Cl+2\,O]}Cl_4{}^{[6\,Hg]}O$ lauten müßte, eine Möglichkeit, die in einer kurzen Mitteilung (7) noch nicht berücksichtigt wurde.

Damit ist der Forderung einer sichergestellten Strukturanordnung von Hg nach Vorhandensein von nur einwertigem Hg Genüge getan.

Ein Nachrechnen der Analysen ergab in dem für die obige Formeländerung günstigsten Fall ein Hg : Cl-Verhältnis von 0·56 (für die vorgeschlagene Formel müßte das Verhältnis 0·66, für Hg_4Cl_2O allerdings nur 0·50 sein).

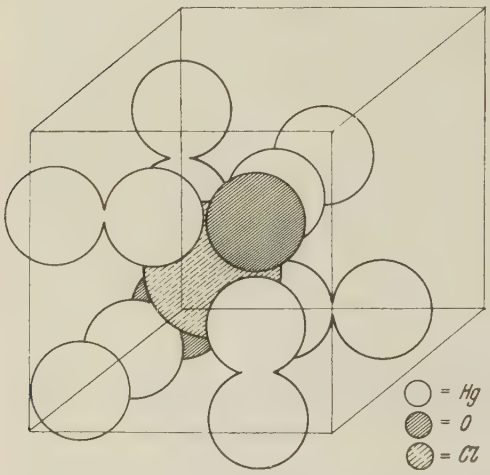


Abb. 4. Modell III. Detail des Gerüstes.

In der nachfolgenden Tabelle ist ein Vergleich des Mittelwertes der *Hillebrand*-analysen (I) mit den Idealwerten für Hg_4Cl_2O (II) und Hg_6Cl_4O (III) gegeben.

I	I.	II.	III.
% Hg	89·00	90·23	88·40
% Cl	8·22	7·97	10·40
% O	1·72	1·80	1·20

Daraus geht hervor, daß der Mittelwert der von *Hillebrand* durchgeführten Analysen zwischen den beiden Idealwerten für die entsprechenden Formeln liegt, allerdings näher der Formel Hg_4Cl_2O. Eine Neuanalyse kann wegen Materialmangel nicht durchgeführt werden.

Der Inhalt der Elementarzelle wäre in diesem Fall $Z = 2$, die röntgenographische Dichte 8·75 g/ccm.

Bei der Berechnung der Intensitätsverteilung dieser Struktur (Tabelle, Modell III) zeigte sich, wie schon wiederholt angeführt, daß wegen des zu geringen Streuvermögens von Cl und O eine endgültige Entscheidung nicht getroffen werden kann.

Meinem Lehrer, Herrn Prof. Dr. *F. Machatschki*, danke ich für die Überlassung der Drehkristallaufnahme, sowie für die stete Anteilnahme an der Arbeit, die er auch anregte. Das Material stammte aus dem Naturhistorischen Museum Wien und wurde mir von Herrn Hofrat Prof. Dr. *H. Michel* bereitwilligst überlassen.

Zusammenfassung.

Die röntgenographischen Untersuchungen ergaben für Eglestonit eine Gitterkonstante von $a = 8{\cdot}02 \pm 0{\cdot}015$ Å, ein $Z = 3$ für die Formel Hg_4Cl_2O und eine nach dieser Formel berechnete Dichte

von 8·56 ± 0·02 g/ccm. Die Hg-Ionen liegen in Zweiergruppen über Kanten- und Flächenmitten mit den Symmetrieverhältnissen der Raumgruppe O_h^9 - -Im3m, was durch ausgezeichnete Übereinstimmung von beobachteten und berechneten Intensitäten bewiesen werden konnte. Cl und O konnten weder unter diesen Bedingungen, noch unter Annahme einer Verdopplung der Gitterkonstante plausibel untergebracht werden, so daß es den Anschein hat, daß die angegebene Formel nicht der tatsächlichen Zusammensetzung des Minerals entspricht. Ändert man nämlich diese zu Hg_6Cl_4O ab (was durch die, etwa in der Mitte der Idealwerte für die beiden Formeln liegenden Analysenergebnisse durchaus gerechtfertigt erscheint), so ergibt sich eine Strukturmöglichkeit mit angeführter Gitterkonstante und einem Z = 2 in O_h^9 —Im3m.

Eine Entscheidung durch Intensitätsberechnung konnte nicht getroffen werden, da das Streuvermögen von Cl und O zu gering ist, um den Intensitätsverlauf zu beeinflussen. Es konnten deshalb nur die Hg-Positionen ermittelt werden; diese können als völlig gesichert gelten.

Literatur.

1. *Hill, B. F.*, „Das Vorkommen der texanischen Quecksilbermineralien", Ztschr. f. Krist. *39* (1903), 1. — 2. *Moses, A. J.*, „Eglestonit, ein reguläres Quecksilberoxychlorid", Zeitschr. f. Krist. *39* (1903), 3. — 3. *Hillebrand, W. F., u. W. T. Schaller*, „Die Quecksilbermineralien von Terlingua, Texas", Ztschr. f. Krist. *47* (1910) 440 u. 558. — *Rogers, A. F.*, „Eglestonit from San Mateo County, California", Am. J. Sci. *32* (1911), 48. — 5. *Bird, P. H.*, A new occurrence and X-Ray study of Mosesite", Am. Mineral. *17* (1932), 541 und Strukturbericht, Bd. II (1928—32) 445. — 6. *Hilleraas, E.*, Ztschr. f. Phys. *36* (1926), 859 und *Havighurst, R. J.*, J. Am. chem. Soc. *48* (1926), 2113, beide zit. n. Strukturbericht, Bd. I (1923—27) 256. — 7. *Hedlik, A.*, „Über die Formel und Struktur von Eglestonit Hg_4Cl_2O", Experientia IV/1948, 66.

Aus dem Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Wien.

Über die Entstehung der Kluftmineralien in den Hohen Tauern.

Von

H. Leitmeier.

(Eingelangt am 16. Mai 1949.)

Paragenetische Forschungen, wie sie *Königsberger-Niggli-Parker* für die Westalpen in ihrem schönen Gemeinschaftswerk (10) niedergelegt haben, sind in den Ostalpen nicht durchgeführt worden. Hier fehlte das Zusammenarbeiten von einheimischen Sammlern (Strahlern, Kristallsuchern), Händlern, Privatsammlern, Museen und Forschern von allem Anfang an. Ein Aufholen des Versäumten ist nun nicht mehr möglich, viele altbekannte Vorkommen sind heute auch an der Hand der meist sehr ungenauen Fundortangaben in der vorhandenen Literatur, auch nicht unter Beihilfe der einheimischen Sammler und Händler auffindbar; sehr viele Fundorte waren überhaupt niemals genau bekannt, man begnügte sich mit der Angabe des Tales oder des Berggebietes. So sind z. B. *Weinschenks* Fundortangaben (13) oft gänzlich ungenügend, manchmal unverläßlich, er war aber der einzige Forscher in den Alpen, der mineralogisch mit größeren Geldmitteln arbeiten konnte. Ich hatte mit eigenen Mitteln eine größer angelegte Durchforschung des Großvenediger-Gebietes zu einer Zeit begonnen, in der noch einige Aussicht auf Erfolg bestand. Einige Spezialgebiete, vor allem Mineralvorkommen des Habachtales habe ich auch bereits beschrieben, Vergleiche der Nordseite mit der Südseite anzustellen versucht (9). Die Zeitereignisse haben diese Untersuchungen seit 1938 für mich unmöglich gemacht, nun muß ich sie jüngeren Kräften überlassen.

Die Bildung der ostalpinen Kluftmineralien, ist vor allem eine geologische und petrogenetische Frage; nur im Zusammenhang mit der Petrogenesis ist eine Lösung dieses Problems möglich. Es sei ausdrücklich betont, daß sich meine Ausführungen ausschließlich auf das Gebiet der Hohen Tauern, also auf das ostalpine Penninikum beziehen. In den Westalpen fehlt mir jede umfassendere Erfahrung aus eigener Anschauung. Deshalb hat für mich auch jeder Vergleich zu unterbleiben, den nur versuchen kann, wer beide Gebiete in gleicher Weise beherrscht.

Erst dann, wenn uns die Entstehung der Klüfte bekannt wäre, erst dann, wenn wir die Entstehung der Gesteine in ihrer nächsten und näheren Umgebung bis ins Einzelne kennen würden, könnten wir die Mineralisationen in diesen Klüften in uns befriedigender Weise verstehen. Von diesen beiden Voraussetzungen wissen wir heute noch zu wenig, um mit Aussicht auf Erfolg an die Lösung des Kluftfüllungsproblemes zu treten. So bleibt uns dermalen kaum etwas anderes übrig, als zu versuchen, die Bildung der Kluftmineralien der Hohen Tauern mit unseren *Vorstellungen* über die Entstehung der Klüfte und der Gesteine, in denen wir sie antreffen und mit anderen Tatsachen, die wir beobachten können, in Übereinstimmung zu bringen.

Von den Klüften wissen wir, daß sie im Zentralgranitgneis vornehmlich am Rande gegen die sogenannte Schieferhülle und in dieser liegen, oder vielmehr durch die Kluftmineralführung in Erscheinung treten, daß sie in dieser Hülle in der Nähe des Zentralgranitgneises reichlicher auftreten und abwechslungsreichere Füllung enthalten. Wir wissen, daß Kluftfüllung dieser Art nirgends außerhalb einer gewissen, allerdings nicht durch das Längenmaß feststellbaren Reichweite auftreten. Sie fehlen in der Glocknerdepression weiter weg von Zentralgranitgneisgesteinen vollständig. Sie treten aber im Bereich der Phyllitgesteine, die von Zentralgranitgneis an der Nordabdachung des Kammes zwischen Habachtal und Untersulzbachtal durchädert sind, im kleinen Graben von Schönbachl noch auf (8) und führen Quarz, Rauchquarz und verhältnismäßig große Anatase. Sie treten an der Südseite des Großvenedigers im Bereich des Säulkopfes– Eichhams, keineswegs sehr nahe den Zentralgranitgneisen, noch in reinster Form auf (Quarz, Anatas, Brookit, Rutil, Titanit, Adular), noch weiter im Süden in den Wänden oberhalb Bichel im Iseltal, enthalten die Chloritschiefer nur mehr Adular in wenig mächtigen Klüften. Sie fehlen aber auf der rechten Iseltalseite in der Matreier Zone des Lasörlingkammes der Defreggerberge. Sie treten im äußeren Bereich des Schmirntales, schon in einiger Entfernung von Zentralgranitgneisgesteinen des Olperer, Großen Kaserer noch als wasserklare Albitkristalle mit Quarz und skalenoedrischem Kalzit auf, fehlen den Brennerschiefern der Naviser-Lizumer Berge vollständig. Freilich können wir diese Klüfte eben nur durch ihre Füllungen feststellen, und es ist durchaus möglich, daß diese Klüfte auch noch in Gebieten außerhalb dieses Umkreises auftreten, aber durch ihre Feinheit der Beobachtung entzogen werden. Keinesfalls werden diese „Zerrklüfte" häufig als offene, weit aufgerissene Spalten zur Ausfüllung bereit gestanden sein, denn sonst müßten doch im Bereich der Hohen

Tauern öfters, auch nicht durch Quarz ausgefüllte Klüfte erhalten geblieben, oder durch anderes, bei der Verwitterung entstandenes Material ausgefüllt sein [1].

Diese, heute gangförmig, von geringster bis zu recht bedeutender Mächtigkeit erweiterten Klüfte, waren wohl ehemals dünne Sprünge, die erst durch die Kristallisationskraft der in ihnen auskristallisierenden Mineralien erweitert worden sind. Sie durchziehen die Gesteine völlig regellos, in jedem zur Schieferungsrichtung möglichen Winkel, am häufigsten diagonal bis spitzwinkelig, seltener senkrecht oder parallel. Die Klüfte zeigen in unregelmäßiger Verteilung oft recht bedeutende rundliche Erweiterungen, die manchmal so sehr in der Raumgröße von der, auf längere Erstreckung eben noch verfolgbaren, Kluft abweichen, daß sie uns als selbständige Hohlräume erscheinen. Bei sorgfältiger Untersuchung gelingt es aber zumeist, den Verlauf der Kluft selbst festzustellen. Doch gibt es auch anscheinend selbständige Hohlräume, die nicht in ein Kluftsystem eingelagert sind, manchmal von größerem Ausmaße, für deren Bildung keine befriedigende Erklärung zu finden ist. Die Bildung der Sprünge und Risse geht auf Bewegungen und allgemein verbreitete allmähliche Verlagerungen auf der gesamten Erdoberfläche, dem Ausmaße nach unregelmäßig verteilt, zurück, Risse und Klüfte, die man in Systeme gebracht hat. Daß aber bei der — rein theoretisch angenommenen — letzten orogenetischen alpidischen Phase, der Kuppelbildung im Bereich der Aufwölbungen, die ich einmal (8) durch Migmatitbildung in der Tiefe zu erklären versucht habe, Zerrisse in größerer Menge entstanden sind, ist durchaus möglich. Daß aber in der Glocknerdepression, im Radstätterkristallin, im Schladminger und im Ötzkristallin, im Bereich der Adamellointrusion usw. gar keine Spalten und Risse im Lauf der dazu vorhandenen Zeit entstanden sein sollten, ist ebenso unwahrscheinlich, wie auf die Frage, wohin denn dann die naturnotwendig in den genannten Gebieten in gleicher Weise, wie in den hohen Tauern entstandenen lateralsekretorischen Lösungen ihr Material gebracht haben, keine Antwort möglich ist. Sollten alle diese, in ihren Gesamtmengen größeren Wassermassen ihre sogenannten Fixbestandteile in die Tiefe gefördert oder an die Oberfläche abgegeben haben? Waren in allen diesen Gebieten gar keine Hohlräume vorhanden, in denen sich dann die gleichen Mineralisationen hätten vollziehen müssen? Die ausgelaugten Stoffe waren im großen und ganzen die gleichen, wie in den Hohen Tauern ge-

[1] Von größeren offenen und leeren Spalten, die man in der Schweiz „in allen Graniten usw. antrifft“ (10, 423) habe ich in den Hohen Tauern wenig gesehen.

wesen. Warum sollten gerade nur „Zerrklüfte" solche Auskristallisationen zulassen? Aus diesen Erwägungen heraus kann man doch nur schließen, daß es derartige Auslaugungslösungen von bedeutender lateralsekretorischer Stoffbeladung in den Ostalpen nicht gibt.

Mag man Anhänger irgendwelcher Art tektonischer Bildung der Hohen Tauern sein, Tatsache bleibt, daß die Klüfte erst ausgefüllt, oder doch ihren wesentlichen Inhalt erst nach beendeter alpidischer Orogenese erhalten haben, diese Bildungen also posttektonisch und postkristallin in bezug auf die alpidische Orogenese sind, mögen auch während ihrer Bildung noch lokale Bewegungen geringeren Ausmaßes stattgefunden haben, die das Innere der Gesteinsmassen nur wenig zu beeinflussen im Stande waren. Auch wenn man die Art der Klüftungen, die an manchen Stellen der Hohen Tauern geradezu gehäuft sind, freilich ohne jeden stichhaltigen Grund, als eine Art Monopol dieser Gebirgsgruppe ansehen will, so ist es doch selbstverständlich, daß an anderen Stellen ebenfalls Risse und Sprünge vorhanden sein müssen, die deszendierenden und aszendierenden wäßrigen Lösungen ebenso offen standen, wie die Zerrklüfte der Hohen Tauern, um unter den gleichen Temperaturverhältnissen die Auskristallisierung von Kluftmineralien zu ermöglichen. Da diese Paragenesen den übrigen Teilen der Ostalpen fehlen, kaum irgendwo auch nur in bescheidenem Ausmaße, wie etwa auf der Saualpe in Kärnten, auftreten, nirgends im Varistikum zu finden sind, muß die Ursache dieser Verteilung in der Zusammensetzung der Lösungen und deren Entstehung gesucht werden. Aus diesem Grunde scheidet die Möglichkeit einer Bildung von Kluftmineralien nur durch lateralsekretorisch angereicherte deszendierende, eventuell in Verbindung mit aszendierenden stehenden Lösungen aus, denn solche Lösungen mußten sich in anderen Kristallinanteilen der Ostalpen auch gebildet haben, deren chemische und mineralogische Zusammensetzung in ihrer Gesamtheit kaum wesentlich von der der Hohen Tauern abweicht. Es ist auch kein Grund zu finden, warum derartige Bildungen im Varistikum sich nicht bis auf den heutigen Tag erhalten haben sollten, wie dies für Kontaktmineralbildungen der Fall ist; im Gegenteil ist wohl anzunehmen, daß die Bildungszeit für solche Mineralfüllungen in den Varisziden, in denen Kluftrisse der verschiedensten Art nachgewiesen sind, bedeutend länger gewesen sein müßte.

Gegen die Bildung der mineralisierenden Lösungen der Hohen Tauern durch Auslaugung näherer oder entfernterer Gesteinspartien spricht auch das Fehlen der Spuren solcher Auslaugungen größeren Ausmaßes, die doch irgendwo zu sehen sein müßten, um die enormen Massen von Kluftquarzen und Feldspatfüllungen, ins-

besondere von Natronfeldspat in der Periklinform, zu erklären. Wenn man annimmt, daß nur der halbe Teil dieser ausgelaugten Feldspatsubstanz in Lösung blieb und die gesamte andere Hälfte auskristallisiert ist, so müßte doch die ausgelaugte Masse eines „Orthogneises" mehr als das Zehnfache des Wiederabgesetzten ausgemacht haben. Bei basischeren Gesteinen müßten die erforderlichen Mengen noch größer gewesen sein. Zur Annahme einer solchen Bildungsmöglichkeit fehlt jede Grundlage, sie steht mit den beobachteten Tatsachen in Widerspruch. Ich halte an meiner Erklärung (8, 9) dieser Bildungen durch aszendierende Lösungen fest, dies um so mehr, als diese Art der Entstehung sich gut in das Bild von der Genesis der Zentralgranitgneisgesteine der Hohen Tauern, so wie wir es uns heute machen können, einfügen läßt, und auch eine Erklärung für die ab und zu beobachtete Abhängigkeit der Kluftmineralführung von der Natur des Nebengesteines bietet.

Wie sehr die Meinungen über die Entstehung granitischer Gesteine geteilt sind und dies vermutlich noch auf längere Zeit hinaus sein werden, zeigt der ausführliche Bericht über das Treffen der amerikanischen geologischen Gesellschaften in Ottawa (5) mit fünf größeren Arbeiten und 26 Diskussionsberichten, die nur diesen Gegenstand behandeln. Wenn auch die Bildungsmöglichkeiten alpiner granitischer Gesteine auf dieser Tagung nicht behandelt wurden, so wird doch die Bedeutung dieser Berichte auch für die Genesis der Zentralgranitgesteine des Penninikums der Hohen Tauern niemand leugnen können. Diese Tagung hat gezeigt, daß die dort behandelten Probleme die gleichen sind, die seit Jahren die west- und ostalpinen Geologen und Petrologen beschäftigen, daß auch die beschrittenen Wege die gleichen sind, daß sich auch dort die allmähliche Abkehr von der allgemeinen Annahme einer magmatischen Bildung durch komplexe gravitative Kristallisationsdifferentiation aus urbasaltisch- simatischen Magmen vollzieht, daß die erwogenen Entstehungsmöglichkeiten alpiner granitischer Gesteine durch die Bildung von Migmatitfronten im Sinne von *Backlund-Reynolds-Wegmann,* die z. T. auf älteren Vorstellungen von *Weinschenk* und *Kölbl* fußend, für die in neuester Zeit unter anderen *Bearth, Drescher-Kaaden, Exner, Reinhard, Stille, Wenk* und der Verfasser eingetreten sind und dafür Belege erbracht haben, im vollen Einklang mit den Forschungen eines großen Teiles der Teilnehmer an diesem Treffen stehen.

Es ist hier nicht der Ort, das Für und Wider aller möglichen Bildungsarten gegeneinander abzuwägen. Nach dem heutigen Stand unserer Kenntnisse muß aber die Annahme gerechtfertigt erscheinen, daß die Massen der alpidisch geformten Zentralgranitgneis-

gesteine der gesamten Hohen Tauern vom Hafnereck im Osten bis zur Brennerfurche im Westen, von der Linie Salzachtal—Gerlospaß—Zell am Ziller— Schmirntal im Norden, Malteintal—Mölltal—Iseltal—Ahrntal im Süden mitsamt den periadriatischen Vorlagerungen Adamello und Presanella—Iffinger—Brixner Granit-Tonalit—Rieserferner—Bachern sehr verschiedenen Bildungsarten ihre Entstehung verdanken, an der tiefer liegende anatektische Aufschmelzungen im Sinne von *Stilles* synorogenem sialisch-migmatischen Plutonismus, zum Teil mit diapirischen Intrusionen *(Rittmann-Cloos)*, Granitisationen von sehr bedeutendem Ausmaß, Kalifeldspatisierung, Durchtränkung durch verschiedenartige Tiefenlösungen, beteiligt waren. Diese Lösungen, die Schmelzlösungen von recht geringer Temperatur mehr oder weniger nahegestanden haben mögen, werden je nach ihrem Ursprung recht verschiedene Zusammensetzung gehabt haben müssen. Über diesen Ursprung und diese Zusammensetzung könnten uns vielleicht eingehendere feldgeologische Aufnahmen und Untersuchungen einige Anhaltspunkte geben, Untersuchungen, die fast für das gesamte Gebiet der Hohen Tauern heute noch fehlen. Wir verfügen aus den Zentralgranitgneisgebieten nicht einmal über eine einzige neuere geologische Karte, da die höchst wertvolle, in ihrer Art bis heute einzige Karte von *Claar-Cornelius* (3) aus dem Glocknergebiet, dieses Gestein nur eben streift, die Karte *Angels* des Hochalm—Ankogelgebietes vernichtet und ohne Erklärung geblieben ist, *Christas* Karte des Zemmgrundes [1] nur einen ganz kleinen Ausschnitt aus den Zillertaler Bergen bietet. Ebenso können nur eingehende petrologische Untersuchungen feststellen, ob sich über das Ausgangsmaterial, aus dem diese Gesteine entstanden sind, das zweifellos vielfach auch sedimentogen war, etwa durch Erkennung von Reliktbestandteilen oder Reliktgefüge, etwas aussagen lassen wird. Daß die Zentralgranitgneise genetisch und ihrer Zusammensetzung nach verschiedene Gesteine sind, habe ich stets betont und zumeist von *den* Zentralgranitgneisen mit sehr bedeutendem, vielleicht sogar überragendem granodioritischem Anteil gesprochen. *Cornelius* hat zu wiederholten Malen in vielen seiner Vorträge auf mutmaßliche Altersunterschiede nicht unbedeutenden Ausmaßes hingewiesen. Die Zeitspanne ihrer Bildungsmöglichkeiten war eine recht bedeutende, von der Grenze zwischen Kreide und Alttertiär bis ins Mitteltertiär hinein, ist auch im geologischen Sinne eine weite Spanne. Jüngeren anatektischen Diapir-Intrusionen verdanken die Adamellotonalite ihre Entstehung, auch sie waren aber noch synorogen, wie alle alpidischen

[1] *Christa*, Jb. geol. Bundesanst. Wien, *81* (1931), 533.

Bildungen und Umbildungen der Hauptgesteinsmassen, aber jene bildeten sich in den südlicheren tektonisch ruhigeren Gebieten an der Grenze gegen die Südalpen. Sie sind entweder Erstarrungsprodukte aus hybridem Schmelzfluß, oder sie sind durch Granitisation in der Reihenfolge: Phyllit (Glimmerschiefer)—Orthogneis—Granit bzw. Tonalit entstanden, wobei das Endprodukt, das Gestein mit richtungslosem Tiefengesteinsgefüge, nicht immer erreicht worden ist. Im ersteren Falle kann man die Anteile mit Parallelgefüge synorogen durch Piezokristallisation geformt annehmen, im zweiten Falle müssen die granitisierenden Lösungen in Form, Zusammensetzung und Temperatur granitnahe gewesen sein, nur so könnte man die typische Diapirform mit allen Anzeichen spätorogenen Durchbruches erklären. Jedenfalls handelt es sich dabei um Bildungen bei höherer Temperatur, denn nur im Adamellobereich liegen die einzigen umfangreicheren Bildungen von Kontaktgesteinen, die dem ganzen Bereich der Zentralgranitgneismassen fehlen. Ich halte die erstere Bildungsart für wahrscheinlicher (Tonalit der Venediger-Hauptmasse). Daß einzelne Teile der zentralen Granitgneisgesteine Bildungen aus ähnlichem anatektischen Schmelzfluß wie die Adamellotonalite waren, ist durchaus möglich, für die in der Tiefe entstandenen Teile wohl wahrscheinlich. Kontaktzonen wie im Adamello sind durch den heutigen Tagesschnitt aber nirgends entblößt. Die syntektonische, thermometamorphe Fernwirkung der Migmatitfronten des zentralen Großvenedigergneises (Tonalitgneises), des tiefsten Teiles vom sichtbaren Penninikum der Ostalpen, auf basaltische ophiolithische Gesteine und Tuffe in der Hülle seiner Südabdachung, führte zur Bildung eklogitischer Gesteine, die *Weinschenk* in seiner Eklogitzone zusammengefaßt hat. Solche Eklogitbildung aus basaltischen Gesteinen hat *Baklund* und seine Schüler aus Grönland und Westnorwegen (1) beschrieben und *Weinschenks* Annahme (12) bestätigt und teilweise neubegründet. Aber etwas größere echte granitische Kontakte fehlen dem Venedigergebiet vollständig.

Dieses Fehlen größerer Kontaktzonen spricht für die Bildung bedeutender Teile der Zentralgranitgneise durch metasomatische Granitisation (Ichorese). Gerade die Gebiete mit Kontaktbildungen sind frei von Kluftmineralien, obwohl doch Intrusionen im Nebengestein ebenso Zerrklüfte aufreißen müssen, wie die Kuppelbildungen. Die Temperaturen bei der Bildung des Zentralgneises durch Ichorese waren nirgend so hoch, daß es zu irgendwelcher Kontaktmetamorphose größeren Umfanges hätte kommen können. Wie wir uns auch die Formung der Zentralgranitgneise, bzw. Umbildung der ursprünglichen Gesteine zu solchen, in den verschiedenen

aufeinanderfolgenden Phasen der alpidischen Orogenese vorstellen mögen, das endgültige Bildungsprodukt waren, mit Ausnahme der jüngeren Periadriatika, stets Metamorphite, kristalline Schiefer, Gesteine, die einmal etwas anderes waren. Während in tieferen Horizonten anatektische Aufschmelzungen und palingene, migmatische Gneisbildungen größeren Stiles im Sinne von *Stilles* sialischem synorogenem Plutonismus vorgeherrscht haben mögen, entstanden in höheren Zonen, wahrscheinlich auch epizonale, ichoretische Gneise, deren hydrierte Mineralien, wie Chlorit, Sericit im Plagioklas in bezug auf die Umbildung zu Gneis primär waren, was schon *Weinschenk* zuerst erkannte. Jedenfalls aber sind in den Tauerngneisen diese hydrierten Mineralien keinesfalls immer hysterogene Bildungen. Auch primärer Kalzit ist von *Weinschenk*, neuerdings von *Exner* (4) wieder, im Zentralgranitgneis nachgewiesen worden, ebenso wie z. B. *Goodspeed* (5) in Cornucopia in Oregon in granodioritischen Gesteinen von Plagioklas umwachsenen Kalzit fand.

Jedenfalls ist mir im Bereich der Zentralgranitgneisgesteine der Hohen Tauern kein Gestein bekannt, von dem angenommen werden könnte, daß es syntektonisch-parakristallin bei der alpidischen Orogenese nur durch den Partialdruck, also rein mechanisch aus einem Granit zum Gneis umgeformt worden sei. Das kristalloblastische Gefüge sehr vieler Tauerngneise ist entweder im Sinne des *Rieckeschen* Prinzips oder *Sanders* Wegsamkeitsprinzip in höherer Lage unter gerichtetem Druck, in tieferen unter Einwirkung von hydrostatischem Druck als größerer Druckkomponente, durch die metasomatische Einwirkung von Lösungen, die auf den Bahnen der Intergranulare und von diesen aus in die tieferen Kristallschichten eindrangen und mancherlei Ionenersätze vornahmen, also durch Ionenmigration, entstanden. Dabei sind Additions- und Subtraktionsreaktionen möglich, balancierend hat sie *Dora Reynolds* genannt (5), Ionen treten hinzu, Ionen werden weggeführt. Es ist möglich, daß manche Autoren, die Mg- und Fe-Anreicherungen in sehr weiter Ferne von der Tauerngranitisation und der anderer ähnlich gelagerter Gesteine für die Bildung von Magnesit- und Sideritlagerstätten in Anspruch nehmen, an solche Reaktionen gedacht haben, eine Annahme, die mir wegen der großen Entfernung bedenklich erscheint, die aber auch nicht imstande wäre die lokale Anhäufung solcher Karbonaterze an ganz bestimmten Stellen zu erklären, weshalb ich auf diese Frage hier nicht näher eingehe.

Sind wir heute noch nicht in der Lage, über die Zusammensetzung der granitisierenden Lösungen zu bestimmten Vorstellungen zu kommen, so kann doch kein Zweifel darüber bestehen, daß nicht überall die gesamte Menge dieser Lösungen bei der Granitisation

verbraucht worden sein dürfte, daß einerseits die vorhandene Menge der Lösungsbestandteile am heutigen Rande der Migmatitfronten zur weiteren Granitisation nicht mehr ausgereicht hatte, sei es, daß hiezu die Stoffe gefehlt haben, sei es, daß die Temperatur zu niedrig gewesen ist. sei es, daß eine Änderung im Bestand der primären granitisierten Ausgangsgesteine an einer primären oder tektonischen Gesteinsgrenze vorlag. Das letztere könnte z. B. dann der Fall gewesen sein, wenn das primäre Gestein selbst ein Granitisationsgneis einer älteren Migmatitfront der alpidischen oder der varistischen Orogenese gewesen ist. Aber auch tektonische Vorgänge könnten weitere Granitisationseinwirkung verhindert haben. Jede Migmatitfront muß ja irgendwo ihr Ende erreichen. Oder aber die Granitisationslösungen enthielten Stoffe oder Stoffmengen, die zur Granitisation eines Gesteinskomplexes nicht mehr nötig waren, oder Stoffe, die aus strukturellen Gründen nicht in die Gitter der neugebildeten Mineralien eintreten konnten. Solche, keinesfalls durch Differentiation entstandene Granitisationsrestlösungen können aber in manchen Fällen auch Bestandteile enthalten haben, die subtraktiv aus dem primären granitisierten Gestein aufgenommen worden sind. Die Zusammensetzung und mit ihr die Absätze aus solchen Granitisationsrestlösungen sind daher von der Zusammensetzung der ursprünglichen Lösung, von der Zusammensetzung des granitisierten Gesteines und von der Zusammensetzung des durch die Granitisierung entstandenen Gesteines abhängig. Im Gebiete der Hohen Tauern sind die granitisierten Gesteine stellenweise recht abwechslungsreich, wie der starke Wechsel in der Erscheinungsform der Zentralgranitgesteine in manchen Gebieten (Sonnblick, Ankogel, Hochalm, Hollersbach-, Habach-, Untersulzbachtal) oft auf kleinem Raum beweist. Hier waren wohl auch die ursprünglichen granitisierten Gesteine abwechslungsreich. Gerade in diesen Gebieten des Großvenedigers ist auch die Kluftfüllung nicht nur häufiger, sondern ebenfalls abwechslungsreicher. Dieser Unterschied spricht durchaus nicht für Auslaugungsbildung, denn entweder stammen diese Lösungen nicht nur aus dem unmittelbaren Nebengestein, dann müßte bei dem raschen Wechsel der Gesteinsbeschaffenheit ein Ausgleich stattgefunden haben, oder sie stammen aus dem unmittelbaren Nebengestein, also aus sehr kleinem Raum, dann müßte man die Spuren der Auslaugung sehen können, was nicht der Fall ist. Der Granitgneis-Tonalitgneis des Venediger-Hauptkammes im unmittelbaren Gebiet des Großvenedigers selbst erscheint mir, soweit die Eisbedeckung Beobachtung zuläßt, einförmiger zu sein. Noch deutlicher ist dies im Bereich der Granatspitze der Fall, deren

Granitgneisbildung auch nach *Cornelius* älter als die des Venedigers sein dürfte. Kluftmineralbildungen sind in diesem Gebiet weniger häufig als weiter gegen Westen.

Es ist heute kaum etwas Stichhältiges über die Größe des Kalksteinanteiles der ursprünglichen granitisierten Tauerngesteine zu sagen. Nicht überwältigte Reste von körnigem, in größeren Zügen festem, kompaktem, in kleinen Putzen vielfach locker gefügtem Marmor sind stellenweise erhalten geblieben, oft mit scharfen Grenzen gegen den Gneis. Kalksilikatmassen sind nirgends in größeren Mengen gebildet worden, sind aber namentlich in den Beständen der zahlreichen großen Blockfelder in Trümmern vorhanden, an denen auch die Grenze Kalksilikatfels-Gneis erhalten geblieben ist.

Im ganzen Bereich der Hohen Tauern treten Pegmatitbildungen sehr in den Hintergrund, im gesamten Nordteil des Venedigers und im Sonnblick—Ankogelgebiet z. B. ist mir kein echter Pegmatit bekannt, eine Erscheinung, die ganz allgemein für die Bildung großer Teile der Zentralgranitgneise ohne jede Kristallisationsdifferentiation spricht, die ja z. T. auch bei anatektischen Aufschmelzungen und palingen gebildeten granitischen Gesteinen auftreten kann. Hingegen ist die Zahl der Quarzgänge verschiedener Mächtigkeit und verfolgbarer Länge im Tauernbereich sehr groß. Diese Gänge sind zweifellos altersverschieden, Produkte verschiedener Bildungsperioden; ein Teil von ihnen sind wohl Residuen von Granitisationsrestlösungen. Manche Kluftfüllungen gehören in ihren Bereich, ein großer Teil enthält nichts anderes, als derben, spätigen Quarz, der manchmal kleine, zumeist trübe Quarzkristalle birgt. Solche Gänge durchsetzen bekanntlich, mehr oder weniger regelmäßig verlaufend, oft in großer Zahl den Zentralgranitgneis und die Gesteine seiner Umgebung. Es ist durchaus unberechtigt, aus der Beobachtung, daß die großen Quarzbänder im Tessiner Penninikum, in melanokraten Gesteinen und in Sedimenten, die ausschließlich Carbonate oder Quarz führen, nur selten und dann immer nur randlich („sekundäre Quarzbänder") auftreten, zu schließen, daß die Kieselsäure der alpinen Quarzbänder, also sämtlicher der Ost- und Westalpen, nicht aus der Tiefe stammen kann (10, 473).

An vielen Stellen, die zum Teil schon *Weinschenk* (12) bekannt waren, kam es zur Bildung von „Mischgesteinen, Mischgneisen", oft reich an Biotit, wie sie einen großen Teil der Berge im Talhintergrund des Habachtales aufbauen (Larmkogel—Kratzenberg), die durch ihre Mineralführung ausgezeichnet sind, Gesteine, die vor allem durch Granitisation aus basischeren Gesteinen, wohl Amphi-

boliten und Grünschiefern entstanden sein dürften. Im Gebiet Ankogel—Hochalmspitze haben *Angel* und *Staber* (1) solche Gesteine als Endprodukte verschieden starker Durchäderung beschrieben. Solche Durchäderungen von Amphiboliten der unteren Schieferhülle, ehemals vornehmlich basaltische Extrusionen in die Geosynklinale (Diabase usw.) sind noch von verschiedenen anderen Stellen bekannt, aber wohl nirgends so gehäuft, als wie im Habachtal, besonders an der östlichen Talseite im Gebiete der Mayeralpe bis hoch in die Wände hinauf und taleinwärts verfolgbar. Diese Adern reichen von einer Mächtigkeit von mehreren Dezimetern bis zu Papierdünne. Nach ihrem Gefüge kann man diese Gänge und Adern, die oft in der Schieferungsrichtung liegen, wenn eine solche erkennbar ist, als Aplite bezeichnen; sie sind fast immer frei oder sehr arm an Glimmermineralien und zeigen wechselvolle leukokrate Zusammensetzung. Verhältnismäßig selten sind sie reich an Kalifeldspat, es überwiegt Quarz und albitnaher Plagioklas, der so vorherrschen kann, daß diese Gesteine monogene Albitite bis Oligoklasite werden. Manchmal enthalten sie Epidot. Am Smaragdfundort in der Legbachrinne sind die Smaragde an solche Durchäderungen gebunden. Vom Zentralgranit entfernter, gehen solche Gänge in reine Albitfüllung von Klufträumen über, die manchmal die ganze Kluft mit spätigem Periklin ausfüllen, in deren Innerem Periklinkristalle anzutreffen sein können. Fast ebenso häufig bilden sie dickeren oder dünneren, unmittelbar den Kluftwänden anliegenden Belag, der stellenweise auch in sehr große Periklinkristalle übergeht und das einzige Kluftmineral bilden kann. Nur ein Bruchteil dieser Perikline ist so ausgebildet, daß sie Sammler anziehen. Die Menge solcher Periklinbildungen ist nicht nur im Habachtal, sondern auch in anderen Gebieten der Hohen Tauern sehr groß, bedeutend größer als die Adularbildungen, die, wenn beide Feldspate zusammen auftreten, immer jünger als die Perikline sind. Adularbildungen werden deshalb der Menge nach in einem Gebiete meist überschätzt, weil sie von den Sammlern begehrter sind als Perikline. Fundortverzeichnisse geben dann kein richtiges Bild von der Verteilung der Mineralien in einem Gebiet, wenn sie vornehmlich auf Angaben einheimischer Sammler beruhen, was wohl meistens der Fall ist. Diese aplitischen Durchäderungen und Kluftfüllungen mit reichlich älterem Periklin und geringeren Mengen von jüngerem Adular sind Bildungen aus den Granitisationsrestlösungen. Die Migration der Alkalien, besonders des Na ist ein in den Hohen Tauern schon sehr lange bekannter Vorgang. An verschiedenen Stellen können die Mengenverhältnisse beider Alkalifeldspate in den Klufträumen ver-

schieden sein, die Reichweite ist beiläufig die gleiche, aber auch an verschiedenen Stellen verschieden.

Die Smaragdbildung in der Legbachrinne des Habachtales, deren Be aus der Granitisationsrestlösung stammt, nachweisbar zusammen mit Biotit, Tremolit, Talk, in der höher temperierten Phase nach der Granitgneisausbildung entstanden [1], ist auf diese Weise mit der späteren ältesten Kluftfüllung verbunden. In die gleiche Phase, wie die Smaragdbildung muß man die auch an anderen Stellen (z. B. Habachtal—Keesau, Gastacher Wände—Zoppetspitze, Wallhorntörl—Eisseespitze und an anderen Stellen im Wallhorntal—Kleinitz) geradezu gehäufte Zoisitbildung verlegen. Ebenso ist die an vielen anderen Stellen zu beobachtende Biotitbildung in die gleiche Phase, wie die Smaragd- und Biotitbildung in der Legbachrinne zu verlegen, sie gehört, wie die Zoisitbildung und die Epidotbildung in Grüngesteinen und in deren Klüften und in denen der Zentralgranitgesteine zu den subtraktiven Restbildungen (im Sinne von *Doris Reynolds*) bei der Granitisation von Amphiboliten und Grüngesteinen.

Die Verteilung aller dieser Mineralien führt zum Schlusse, daß Granitisationsrestlösungen sehr wesentlich an der Bildung der Kluftmineralien beteiligt waren, die nachweisbar im Bereich von Mischgesteinen und Durchäderungen albititaplitischer Natur besonders reich sind. Die stellenweise beobachtete Abhängigkeit der Kluftfüllungen von der Zusammensetzung des Nebengesteines findet dabei ihre einfache Erklärung, denn die Natur eines durch Granitisation gebildeten Gesteines steht in genetischem Zusammenhang mit der Zusammensetzung der Granitisationsrestlösungen von den zeitlich letzten Granitisationsgesteinsbildungen.

Keineswegs aber dürfte man annehmen, daß die Lösungen, aus denen die gesamten Füllungen der Klüfte gebildet sind, nur solche Granitisationsrestlösungen waren, vielmehr müssen andersartige Lösungen zumindest in den späteren Phasen der Kluftfüllungen mitbeteiligt gewesen sein. Lösungen, die recht verschiedenen Ursprunges gewesen sein können. Hydrothermale aszendierende wässerige Lösungen, mehr oder weniger mit juvenilen Stoffen beladen, zum Teil vielleicht Differentiate palingener Granitgesteinsbildungen der Tiefe, vermischt mit deszendierenden vadosen, in größere Tiefen des jeweiligen Grundwasserspiegels geratenen Lösungen, können, mehr oder weniger mit mineralischen Stoffen der Tiefe und solchen aus der jeweiligen Umgebung beladen, nach oben gedrungen sein und an den weiteren Kluftmineralbildungen teil-

[1] *H. Leitmeier*, diese Mitt. *49* (1937), 245.

genommen haben. Die Zuweisung der einzelnen Ionen der Kluftmineralien zu einer oder der anderen Entstehungszone, ist kaum jemals in befriedigender Weise möglich, dies um so mehr, als wir die Zusammensetzung tiefer liegender Gesteine nicht kennen. Gerade für die hydatogenen, bis hydrothermalen Lösungsanteile versagen alle Untersuchungsmethoden. Sollte ein oder das andere Mal der Nachweis gelingen, daß gewisse auffallende Elemente, die nicht überall vorhanden sein können, im Kluftmineral und im Gestein der unmittelbaren Nachbarschaft in nachweisbaren, also immerhin etwas größeren Mengen anwesend sind, so fehlt doch jede Möglichkeit, zu entscheiden, ob diese Elemente vom Nebengestein ins Kluftmineral oder von der das Kluftmineral bildenden Lösung ins Nebengestein gelangt sind. Dies gilt auch für die, jetzt als sogenannte Spurenelemente bezeichneten, in kleinster Menge vorhandenen Elemente. Umgekehrt kann aber auch nicht geschlossen werden, daß ein derartiges, in einem Kluftmineral enthaltenes Element, das nachweislich im unmittelbaren Nebengestein nicht vorhanden ist, deshalb juvenilen Ursprungs sein, also großer Tiefe entstammen müsse; es könnte ja beim Aufstieg solcher Lösungen, aus nur um verhältnismäßig weniges tieferen Gesteinen, die uns heute noch verborgen sind, entnommen sein. Der Nachweis von Spurenelementen ist für die Genesis der Kluftmineralien bedeutungslos, da auch keine Vergleichsmöglichkeit besteht, denn juvenile Zufuhr und Auslaugung können dasselbe Ergebnis an verschiedenen Stellen erzielen. Aber zum *Vergleich* der Kluftmineralien einzelner Fundorte können solche Untersuchungen durch nichts anderes ersetzt werden, wie z. B. *Haberlandt* (6) durch die Fluoreszenz- und Lumineszenzerscheinungen verschiedene Fundortgruppen alpiner Scheelite auseinanderhalten konnte. Keinesfalls aber können wir beim heutigen Stand unserer Kenntnisse von der Genesis der Kluftmineralien aus verschiedener Verteilung von Spurenelementen oder verschiedener Fluoreszenz auf verschiedene, bei gleichen Spurenelementen und Fluoreszenz auf gleiche Genesis schließen. Vielleicht wären gewisse Schlüsse aus dem Verhalten von Flußspaten möglich, aber gerade dieses Mineral ist eine Seltenheit unter den ostalpinen Kluftmineralbildungen. Wo er in etwas größeren Mengen auftritt, da kommt er fast immer nur für sich allein vor. Aber auch unmittelbare Nachbarschaft von Kluftfüllungen und Flußspat kann nicht zu einem Schluß von der Entstehung dieses auf die Entstehung jener dienen, da Kluftfüllungen auch in unmittelbarer Nachbarschaft verschiedene Genesis haben können. Feldbeobachtungen und gute petrographische Untersuchungen werden zu diesem Zweck von größerem Werte sein.

Bei der Erklärung der Genesis der ostalpinen Kluftmineralien muß vor der Anwendung statistischer Methoden gewarnt werden, hiezu liegen viel zu wenig genaue und einwandfreie Beobachtungen vor. Ist doch in den viel besser bekannten Schweizer Alpen ein und dasselbe Gebiet (Zermatts weitere Umgebung) von einem Autor als „recht mineralarm", vom anderen Autor wenige Seiten später als „mineralreiches Teilgebiet" und „lokales Sammelzentrum" bezeichnet worden. Auch von der Ausarbeitung von Sukzessionsdiagrammen für die Ostalpen ist abzuraten, es wären wahrscheinlich noch mehr Abweichungen zu beobachten als in den Westalpen. Auf keinen Fall kann z. B. das Diagramm *Koenigsbergers* (10, S. 484) ohne weiteres auf die paragenetischen Verhältnisse der Mineralbildungsabfolge im ostalpinen Penninikum angewendet werden.

Einige Gruppierungen sind aber immerhin möglich. So tritt die Epidotbildung zumeist in gewissem Sinne gesondert auf; nicht allzuhäufig kommt der Epidot als gelegentliches Kluftmineral in den an Feldspaten reichen Bildungen vor, wie etwa im Gebiet der oberen Froßnitz, wo er, dem Zentralgneis ziemlich nahe, in langen aber nicht viel über 1 mm dicken Säulen, großen Periklinkristallen aufsitzt. Am verbreitetsten ist Epidot in den Kontaktbildungen ophiolitischer Ultrabasite (*Stilles* simatischem initialem Vulkanismus zugehörig). Die bekannte Epidotparagenesis im Granitisationshof der Knappenwand im Untersulzbachtal (Amiant - Epidot — kleine Adularkristalle — Apatit — stark verätzte Quarze — Titanit — Apatit — Scheelit [1] — große grundrhomboedrische Kalzite, einzigartig in den ganzen Alpen, mit den schönsten ostalpinen, klaren Apatiten, den schönsten Epidoten der Welt) ist an lagergangförmige, niemals mächtige Epidotmassen in durchädertem Amphibolit-Grünschiefer gebunden, aus denen heraus sich manchmal Epidotkristalle entwickeln. Hier ist der Zusammenhang der Kluftfüllung mit der aplitischen Durchäderung ebenso wie am Smaragdfundort gegeben, additive und subtraktive Granitisationsrestbildungen treten hier nacheinander in der Abfolge vom basischen zum sauren Mineral auf. Es fehlt jede Spur einer Auslaugung. Eine Bildung der Epidotkristalle durch Auflösung von Epidositanteilen und Wiederauskristallisierung aus der Lösung ist ausgeschlossen, den gleichen Lösungen, die den Epidosit schufen, entstammen die Epidotkluftfüllungen. An Epidosit sind unter anderen die Kluftfüllungen des Seebachkaares im Obersulzbachtal gebunden, wo viel kleinere dünnsäulige bis nadelige Epidotkristalle von größeren, oft lebhaft glänzenden, schwarzgrünen,

[1] Dieses Scheelitvorkommen ist, wie auch andere in den Ostalpen, durchaus nicht sichergestellt.

dicken, kurzsäuligen Diopsid-Hedenbergit-Kristallen begleitet sind. Von Titanit sind noch viel spärlichere Epidotbildungen im Klamml und nach *Weinschenk* an einem von ihm Sulzeck genannten Fundort begleitet, der entweder mit dem Klamml ident ist oder gleich diesem am Ausgang des Dorfertales ins Iseltal an der Südseite der Venedigergruppe im Chloritschiefer gelegen sein soll, obwohl *Weinschenks* ziemlich mächtig eingetragener Serpentin dort nicht zu finden war und in der von ihm angegebenen Ausdehnung bestimmt nicht existiert. Der CaO-Gehalt der Lösungen dürfte zum Teil aus primärem Kalkstein stammen, der durch die Granitisation überwältigt worden ist. Die Phosphorsäure, die den Quarz verätzt zu haben scheint und die Apatitkristalle gebildet hat, ist eine Substanz, für deren Anwesenheit noch niemand eine halbwegs annehmbare Erklärung gefunden hat. Hier ist jedenfalls Mitwirkung von Organismen ausgeschlossen, oder doch sehr unwahrscheinlich. Die Annahme juveniler Bildung ist ebenso unbeweisbar, wie die Annahme einer subtraktiven Granitisationsrestbildung, die zur Voraussetzung hätte, daß die neugebildeten Gesteine ärmer an P_2O_5 geworden sein müssen als es die primären waren.

Stärker verätzt sind die großen Quarzkristalle am Kratzenberg bei der Seescharte am Datholithfundort (8) in ganz anderer Paragenesis. Diese Verätzung könnte man auf die Borsäure zurückführen. Die Datholithmenge dürfte relativ größer gewesen sein als die Apatitmenge an der Knappenwand. Es handelt sich hier um die größte Menge von Datholith, die jemals an einem vollkommen sichergestellten Punkt in den Alpen gefunden worden ist. Auch diese Paragenesis, zu der ein vereinzelter größerer Scheelitkristall gehört, deren erste Ausscheidung, wie so häufig Periklin war, kann nur durch Zufuhr aus der Tiefe erklärt werden. Es fehlt jede Spur von Auslaugung in den Nachbargesteinen, denen, nach allerdings nur in sehr beschränktem Ausmaße aus fast unzugänglicher Wand zu Untersuchungen von Dünnschliffen entnommenen Proben, jede Spur von Turmalin fehlt, dessen Auffindung ja auch nur die Möglichkeit, keinesfalls einen Beweis lateralsekretorischer Bildung gäbe. Dies um so mehr, als in keinem Gestein der Ostalpen der Beweis erbracht ist, daß der Turmalin, mit Ausnahme von pegmatitischen Gängen, primäre Bildung ist. Bemerkenswert ist, daß andere Klüfte in den obersten Partien des Kratzenberges durch ihre Turmalinführung auf Periklin ausgezeichnet sind. Borsäure war also in den kluftfüllenden Lösungen im Gebiet des Kratzenberges angereichert.

Die Ansicht, daß die Quarzkorrosion durch behindertes Wachstum der Quarzkristalle durch Lehm oder vor allem durch Ripidolithsand entstanden sei, würde von der Annahme, chemisch nicht

ohne Zwang erklärbarer Einwirkung von Borsäure befreien. Aber gegen diese Annahme einer nicht abbauenden sondern einer Wachstumserscheinung, sprechen schwerwiegende Bedenken. Von der Chloritführung der Klüfte wissen wir, daß sie in großen Mengen erst in späteren Stadien der Mineralisation auftritt, sich der Oberfläche von Quarz, Adular, Periklin, Titanit, Kalzit fest einlagern kann, die einheitliche Ausbildung von Kristallflächen verhindert, und daß stellenweise Chloritstaub (Chloritsand), als eine der letzten Mineralisationen, aus der Lösung gebildet, manchmal große Teile von Klufträumen ausfüllt, wie es auch an dieser Kluft von mir festgestellt worden ist. Aber daß dieser Chlorit, in Massen zusammengeballt, das Wachstum bis zu mehreren Dezimetern langer Quarzkristalle so gehemmt haben sollte, daß diese völlig regellose Massen nun mehr mit Andeutungen einzelner Flächen und Kanten bilden konnten, ohne daß auch nur die geringste Spur des Chlorites im Inneren der Quarzmasse selbst enthalten ist, das muß als äußerst unwahrscheinlich bezeichnet werden. Die Menge dieser schwer korrodierten Quarze erfüllt den weitaus größten Teil der geöffneten Kluft des Datholithfundortes. So wird man doch nur Ätzung durch Borsäure oder Phosphorsäure, eventuell unter Mitwirkung von lokaler Temperaturerhöhung annehmen können, um Ätzerscheinungen sehr bedeutenden Ausmaßes an großen Quarzkristallen zu erklären.

Aber auch die Herkunft dieser Chloritsubstanz ist recht rätselhaft, und es ist auch bisher anscheinend von keiner Seite eine Lösung versucht worden. Durch Lateralsekretionen von größerem Spielraum könnte jede beliebige Menge von Chlorit aus etwas basischeren Nebengesteinen hergeleitet werden, aber dafür kann keinerlei Beleg erbracht werden, im Gegenteil müßte man darnach weit mehr und viel häufiger Chlorit, auch in meßbaren Kristallen, in den Kluftfüllungen finden, der außer den späteren Sandbildungen in der gesamten ostalpinen Kluftparagenesis nicht allzuhäufig ist. Chloritkonkretionen und Einlagerungen verschiedener Art in den Tauerngesteinen sind anscheinend Bildungen, die zeitlich vor den Kluftfüllungen entstanden sind, zum Hauptteil wohl in die Sphäre epizonaler syntektonischer Metamorphose zu stellen sind.

Die Titanitbildung gehört wahrscheinlich zum Teil zu den Granitisationsrestbildungen, kann aber auch lateralsekretorisch aus tieferen Partien in die Lösungen gekommen sein. Eine Bildung durch Auslaugung aus dem Nebengestein ist schon deshalb unwahrscheinlich, weil Ti, wenn auch in geringen, so doch in fast allen Erstarrungsgesteinen und kristallinen Schiefern ausreichenden Mengen vorhanden ist, um die zehnfache Menge der in den ostalpinen Kluftfüllungen vorhandenen Titanite zu erklären. Reichlichere

Klufttitanitbildung scheint z. B. im Venedigergebiet auf Grund mehrerer größerer Funde nach *Weinschenks* Zeiten an gewisse, wenn auch nicht erklärbare Zonen gebunden zu sein. Es ist jedenfalls auffallend, daß die Granitisationsgesteine im Zuge Larmkogel—Kratzenberg reichlich, stellenweise in auffallend großer Menge Titanit enthalten, ohne daß in diesem Gebiete, wenn man von älteren Funden kleiner Rutilnadeln, neueren unbedeutenden von Titanit in den Gipfelpartien des Kratzenberges absieht, ein Fundort mit reichlicheren oder größeren Titaniten bekannt wäre. Als Granitisationsrestbildung fehlt der Klufttitanit eben Gebieten, in denen die Titanmengen dieser Lösungen bei der Gesteinsumbildung verbraucht worden sind.

Klufttitanit ist aber auch weiter von Zentralgranitgesteinen entfernt an kalzitreichen Paragenesen der Chloritschiefer-Kalkglimmerschieferzone der oberen Schieferhülle des südlichen Venedigergebietes, wenn auch in recht geringen Mengen, beteiligt, wie z. B. das Vorkommen auf skalenoedrischem Kalzit vom Hohen Feld in den Bretterwänden ober Virgen (9) zeigt. Drei Hauptvorkommen, die wohl die schönsten Titanite der gesamten Alpen geliefert haben, sind zunächst das bekannte Vorkommen am Lienzinger im Watzfeldgebiet des Kammes zwischen Habach- und Hollersbachtal, das *Hlawatsch* beschrieben hat [1], dann das im Gebiet der sogenannten Teufelsmühle — in der Karte 1:25.000 an falscher Stelle eingetragen — unterhalb des Leiterkopfes im Grat, den der Leiterkogel ins Habachtal sendet. Von diesem Fundort sah ich außer Titanitkristallen zusammen mit und auf Periklin auch eine Stufe mit Titanit auf Adular, der jünger als der Periklin ist. Ein neues Vorkommen, in der gleichen Paragenesis wie am Lienzinger, mit ganz besonders großen sehr stark verzerrten lichtgrünen bis gelbgrünen Zwillingen liegt in der Nähe des Punktes, den die Verbindungslinie der beiden anderen Vorkommen auf der westlichen Talseite des Untersulzbachtales am Hange des Käferfeldes erreicht, ein der genauen Lage nach nur den Einheimischen bekanntes Vorkommen. Kleinere Titanitkristalle sind an der Nordseite ziemlich allgemein verbreitet (Dunkle Klamm, Keesau usw.), an der Südseite aber seltener, wie etwa im Umbaltal, im Mellitzgraben, Gastacher Wäden, Kleinitz und am schönsten am Stein im Ferner, gegenüber der Defregger Hütte (9), in einer ähnlichen Paragenesis, wie am Lienzinger, nur mit besonders großen rhomboedrischen Kalziten. Es gibt zweifellos in den Ostalpen Anreicherungszonen an Titanit, er fehlt aber wohl keiner Art mineralreicher Kluftparagenesen. Titanit gilt in Tiefengesteinen als

[1] *Hlawatsch, C.*, Annalen d. naturh. Museums Wien, 42 (1928), 275.

eine der ersten Kristallisationen, wie es auch seinem Gitterbau entspricht; auch in Klüften überwiegen wohl frühere Ausscheidungen nach oder mit den früh gebildeten Periklinen, wie die Vorkommen Knappenwand, Käferleiten, Stein im Ferner, unterhalb der Venedigerspitze zeigen, über jüngere Bildungen, wie etwa Dunkle Klamm auf Adular und Hohes Feld auf Kalzit. Es liegen aber, wie die Paragenesis der Teufelsmühle zeigt, wohl auch mehrere Generationen dieses Minerals vor: so hielt *Hlawatsch* den Titanit des Lienzinger für jünger, als tafelig ausgebildeten Kalzit, am Hohen Feld ist er jünger als skalenoedrischer Kalzit.

Durchaus erklärbar ist das gegenseitige Verhältnis der drei Formen des TiO_2 in den Ostalpen, die nach der Phasenregel nicht gleichzeitige Bildungen sein sollen. Obwohl mir keine Stelle bekannt ist, an der man eine bestimmte Aufeinanderfolge festlegen könnte, so kommen doch alle drei Modifikationen nebeneinander z. B. am Säulkopf im Eichhamgebiet, dem berühmtesten Vorkommen der großen tafeligen Brookite (leider wird dort schon lange nichts mehr gefunden), und neuerdings in sehr kleinen Kriställchen von Brookit und Anatas neben Rutilnadeln am Ankogel im Bereich des Hannoverhauses (7), wenn auch nicht so wie in der Schweiz (10, S. 488) miteinander vor, daß nur gemeinsame Auskristallisierung angenommen werden kann. Häufiger treten diese Mineralien in den Hohen Tauern nicht am gleichen Quarzkristall auf, noch häufiger Rutil ohne Anatas, oder Anatas ohne Rutil (z. B. am Gamskogel ober der Wildalm im Habachtal); ebenso häufig aber überwiegt der Anatas dort, wo er in größeren Mengen auftritt über Rutil (z. B. Grieswiesalm am Hocharn, Schönbachl bei Habach, wo Rutil ganz zurücktritt, alte Fundstätten im Pfitschtal). Diese Verhältnisse beweisen, daß sich die Existenzgebiete aller drei Formen berühren müssen, wodurch die Möglichkeit rascher Aufeinanderfolge der einzelnen Phasen gegeben ist. Experimentelle Untersuchungen können ja nur einen Teil der natürlichen Bildungsbedingungen geben.

Sehr schwer ist der Prehnit in die Aufeinanderfolge einzuordnen. Daß er vornehmlich in die Zeolithparagenese gehört, ist außer Zweifel, und es ist zu hoffen, daß dies auch einmal die Kristallchemie ergeben wird. So kenne ich z. B. aus der Dunklen Klamm im Habachtal die Aufeinanderfolge Laumontit —Prehnit –Laumontit und Apophyllit. Der letztere wird wohl hoffentlich auch einmal, kristallchemisch begründet, wieder den Zeolithen eingereiht werden können. Nicht eindeutig ist die Abfolge innerhalb der Zeolithe an der Prehnitinsel, die allesamt Prehnit aufsitzen können, Laumontit, Desmin, Apophyllit. Auch Fluorit und Apatit gehören unstreitig zu den letzten Kristallisationen. Dennoch ist es nicht ausgeschlos-

sen, daß Prehnit eine sehr langanhaltende Kristallisationszeit hat, da ich in einer Kluft der Prehnitinsel Periklin und kleine, ganz lichte Epidotkriställchen auf Prehnit fand. Diese Paragenesis könnte aber ebensogut für relativ späte, niedertemperierte Bildung von Albit und Epidot an diesem Fundort sprechen.

Fluoritkristalle kommen viel zu selten mit anderen Mineralien zusammen vor, als daß man für sie eine Stellung in der Kluftabfolge finden könnte. Es scheint so, daß sie zumeist zur späteren Ausscheidung gehören. Apatit, ebenfalls [1] verhältnismäßig selten, findet sich auf Epidot, Periklin, Prehnit, aber ich kenne kein Vorkommen und keine Stufe, an der irgend ein anderes Mineral als Ripidolith auf Apatit sitzt. Er dürfte wohl niemals frühe Bildung, meist mittlere, aber auch sehr späte Bildung sein, also eine ganz andere Abfolge, als wie in den Massengesteinen.

Alle bisher erwähnten Mineralien treten an Menge gegenüber Quarz, Albit-Periklin, Adular und Kalzit ganz bedeutend zurück. Diese machen die weitaus größte Menge der Kluftfüllungen aus, und jedes dieser vier Mineralien kann für sich allein Klüfte auch von größeren Dimensionen füllen. Es unterliegt wohl keinem Zweifel, daß bei Kluftauskristallisierungen aus Lösungen, bei denen fluide Substanzen, vornehmlich H_2O und CO_2 eine bedeutende Rolle spielen, nicht nur für das Mengenverhältnis und für die Größe der Kristalle, sondern auch für die Auskristallisationszeit und den Kristallisationsbeginn, die in der Lösung vorhandene Menge einer Substanz eine bedeutende Rolle spielt. Wenn gezeigt werden soll, daß aus den Granitisationsrestdurchäderungen allmählich die Quarzgänge und die Kluftmineralien werden, dann müssen Quarz und Albit die Hauptmasse der Kluftfüllungen ausmachen. Dies ist im Nahbereich um die Zentralgneisgranitgesteine auch tatsächlich der Fall, während die CO_2 sich stellenweise auch in diesen Klüften, aber in weit größerem Ausmaß an den vom Zentralgranitgneis entfernteren Mineralisationen, besonders im südlichen Venedigergebiet beteiligt und dort, wo allein diese größeren Entfernungen innerhalb des Penninikums möglich sind, stellenweise dominiert. Aber neben der in der Lösung vorhandenen Menge wirkt bei der Kluftfüllung ohne Zweifel auch das Kristallisationsvermögen, die Kristallisationskraft ebenso wie die Kristallisationsgeschwindigkeit mit. Mineralien, deren Bestandteile in den Lösungen in großen Mengen vorhanden sind und Mine-

[1] Der Apatit der Ostalpen ist freilich häufig in Sammlungen vertreten, aber das deckt sich in keiner Weise mit dem natürlichen Mengenverhältnis. Apatit ist eben ein selteneres und beliebtes Sammler-Mineral, das schon in unbedeutenden Dimensionen gesammelt wird, in Dimensionen, die z. B. bei Feldspaten oder Kalzit niemand beachtet.

ralien mit großer Kristallisationskraft werden sich vor solchen bilden, die weniger von beiden haben, ohne Rücksicht auf ihre Existenzfelder, die wir ihnen auf Grund von Experimentaluntersuchungen zuteilen mögen [1]. In bestimmten Temperaturbereichen, die in der Natur andere sein können, hat der Quarz bei Laboratoriumsversuchen aus wäßrigen Lösungen eine große Kristallisationskraft, wie zuerst *Spezia* experimentell beweisen konnte. Quarz wird sich also wohl zu jeder Zeit bilden können, vom Kluftfüllungsbeginn bis zum Ende, er tritt auch öfter nachweisbar in mehreren Generationen auf. Zahllos sind die Klüfte, deren einzige Kristallisationen Bergkristalle oder Rauchquarz ist (dieser auch in den größten Höhenlagen seltener als der wasserklare Bergkristall). Daß irgendwelche Verschiedenheiten in der Zusammensetzung der Lösung, oder sonst in den chemisch-physikalischen Bedingungen vorhanden gewesen sein müssen, zeigt z. B. der Umstand, daß in Klüften von angenähert gleichen Dimensionen nur Kristalle mit kurzer Prismenzone, in anderen nur lange Kristalle auftreten, in anderen wiederum die eine Wachstumsform über die andere überwiegt, oder daß z. B. im Eichhamgebiet des südlichen Venedigers am Säulkopf die Rhomboederflächen in ihrer Größe voneinander nicht wesentlich abweichen, während am benachbarten Rauhkopf (Rauchkopf) trimetrische Kristalle, an denen manchmal ein Rhomboeder nur angedeutet ist, bedeutend überwiegen. Wie es mit der Verteilung von Rechts-Linksquarzen, bzw. derartigen Zwillingen steht, ist wohl kaum feststellbar, weil der Mineraloge so gut wie niemals in die Lage kommt, an Ort und Stelle selbst ein dazu nötiges großes Material prüfen zu können. Die Behauptung, daß die meisten Quarzkristalle der Mineralklüfte Dauphinéezwillinge sind (10, S. 318), entspricht in den Hohen Tauern nicht meinen Beobachtungen. Brasilianerzwillinge treten sehr zurück.

Sehr zahlreich, aber nicht in allen Teilen der Hohen Tauern, sind Klüfte, in denen der Periklin, seltener der Albit überwiegt, oder auch für sich allein vorhanden ist. Sehr oft bildet Periklin in mineralreichen Klüften den ersten Kluftbelag von verschiedener Stärke. Da Quarz in zwei oder mehreren Generationen vorkommt, ist das Altersverhältnis von Quarz und Periklin nicht immer fest-

[1] Wie wenig auch sehr eingehend studierte Laboratoriumsexistenzfelder an leicht auskristallisierenden Mineralien mit den natürlichen Verhältnissen übereinstimmen, zeigen die Mineralisationen der ungestörten Steinsalzlagerstätten. Umsoweniger Bedeutung haben daher Differenzen mit Laboratoriumsversuchen für die natürlichen Bildungsgebiete von Mineralien, die im Laboratorium erst bei höheren Temperaturen und erhöhtem Druck kristallisieren.

stellbar. Es überwiegt bei weitem Periklin als erste Bildung, Bergkristalle sitzen viel häufiger Periklin auf, als das Umgekehrte. Aber auch Albit kann anscheinend in mehreren Generationen vorkommen, wie die Knorren-Paragenesis (9) zeigt, oder man müßte einen recht bedeutenden Bildungszeitunterschied zwischen Periklin und Albit annehmen. Nach meinen Beobachtungen ist im Venediger Gebiet das Verhältnis Periklin-Adular eindeutig, ich kenne nur Adular auf Periklin, niemals das Umgekehrte. Adular überwiegt in Klüften der Menge nach viel seltener über alle anderen Mineralien in dem Ausmaße, wie dies bei Periklin der Fall ist. Seltener füllt Adular Klüfte für sich allein, wie z. B. in den Sajetwänden oder Bichel bei Prägraten, sehr häufig ist er ebenso wie Albit von Kalzit begleitet. In neuerer Zeit sind schöne orientierte Fortwachsungen von Adular auf Periklin im Gebiet der Teufelsmühle im Habachtal gefunden worden. Die größten Albitvorkommen der Ostalpen treten in Klüften zwischen West- und Nordwestgrat unterhalb der Venedigerspitze auf, die nur Albit, zum Teil in sehr großen Kristallen führen (9).

Obwohl Kalzit als parakristalliner Bestandteil des Zentralgranitgneises durch *Weinschenk* und *Exner* nachgewiesen ist, so ist es ohne weiteres verständlich, daß in CO_2 bzw. H_2CO_3 führenden Lösungen verhältnismäßig leicht lösliche Körper an Stellen, wo die CO_2 leicht entweichen konnte am reichsten auskristallisieren. Ebenso verständlich ist es aber auch, daß CO_2-reiche Lösungen, wenn sie untersättigt sind, $CaCO_3$ aus Nachbargesteinen aufnehmen können. Der Reichtum an Kluftkalzit in Kalkglimmerschiefer-, Chloritschiefergesteinen der Südseite des Venedigergebietes, kann dadurch erklärt werden. Dennoch kann diese Quelle nicht die ausschlaggebende für die Kalzitführung dieses Gebietes sein, denn die gleichen Gesteine im südlichen Glocknergebiet sind weit ärmer an solchen Bildungen, diese Gebiete liegen weit aus dem Bereich der Zentralgranitgneisgesteine. Die morphologisch interessanten Kalzitvorkommen der Venediger Südseite habe ich an anderer Stelle (9) kurz beschrieben und den Schluß gezogen, daß die verschiedensten Trachten, dünntafelig, flach- und steilskalenoedrisch, durch gleichmäßige Verteilung von Prisma, steileren Skalenoeder und flacherem Rhomboeder deltoidikositetraedrisch, aber auch prismatisch im gleichen Spaltensystem auftreten können, wobei skalenoedrische Kristalle auch noch in einer nachweisbar zweiten jüngeren Generation auftreten. Auf Grund der Tracht allein ist eine Entscheidung der Aufeinanderfolge nicht möglich. So habe ich (8) an Kalzit aus der Dunklen Klamm im Habachtal festgestellt, daß auf großen Grundrhomboedern etwas kleinere bis $^1/_2$ mm dünne Kalzittafeln (Papier-

spat) als jüngere Generation aufsitzen, also gerade das Umgekehrte als wie man erwarten sollte. In den Wänden dieser Schlucht kann man die verschiedensten Sukzessionen in benachbarten Klüften sehen. Auf rhomboedrischem Kalzit Adular mit Chloritüberzug; Titanit, rein und von Chlorit bestäubt auf Adular und Periklin, die aber hier anscheinend nicht zusammen in einer Kluft vorkommen. Bergkristalle fehlen den von mir dort untersuchten Klüften.

Vergleicht man die Kluftmineralisationen im Norden und Süden des Tauernhauptkammes, so kann man im Venediger Gebiet, dem zentralen, an Kluftmineralien reichsten Gebiet, zugleich dem für die Untersuchungsverhältnissen dermalen mineralreichsten Gebiet, verschiedene allgemeine Unterschiede feststellen. Im allgemeinen ist der Norden mineralreicher, ein Unterschied, der auch im Hochalm—Ankogel—Sonnblickgebiet zu Tage tritt. Periklin ist im Norden des Venedigergebietes Hauptmineral, im Süden tritt er dagegen recht bedeutend zurück. Nur im Süden kann man Kluftmineralien noch recht weit vom Zentralgranitgneis antreffen, im Norden sind durch die drei Zungen dieses Gesteines größere Entfernungen vom zentralen Gestein kaum möglich. Im Norden sind die Klüfte vielmehr an einzelnen Stellen gehäuft. Im Norden sind in fast allen Gebieten die Quarzkristalle mehr verteilt, wenn auch an einzelnen Stellen von besonders schöner Ausbildung (z. B. Radeckkar am Ankogel, Grieswiesgebiet, Ritterkar, Leidenfrostwand im Sonnblickgebiet, Elfer, Zwölfer, Gehrkogel und Kratzenberg-Schwarzkopfscharte im Habachtal), im Süden reichlich nur im Mellitzgraben—Knorren und dann das vielleicht reichste Vorkommen der Hohen Tauern am Säulkopf und Rauhkopf im Eichham-Stock. Im übrigen Süden der Hohen Tauern sind schöne Quarze selten (Kleinitz, Umbattal) und werden erst in den Seitentälern des Ahrntales wieder häufiger. Rauchquarz, der zwar auch im Norden gegen Bergkristall zurücktritt, der an mehreren Stellen, besonders schön im Gebiet des Elfer - Madleitenkogel—Gehrkogel im Habachtal in größeren Mengen gefunden worden ist, gilt im Süden geradezu als Seltenheit, ich sah ihn dort nie in so großen Kristallen als im Norden. Im Süden überwiegt dagegen in der Zone der Chloritschiefer und der Kalkglimmerschiefer der oberen Schieferhülle Kalzit an Menge bedeutend über den an diesem Mineral keineswegs armen Norden. Zeolithe sind im Venediger Gebiet fast ausschließlich nur an der Nordseite zu treffen, auch der Prehnit ist mit seinen schönsten Vorkommen (z. B. Stubachtal, Habachtal) an den Norden gebunden, ich kenne ihn in etwas größeren Mengen im Süden des Venedigergebietes nur in der Froßnitz.

Jedenfalls sprechen diese Verschiedenheiten nicht für Bildung durch Auslaugung. Die reichsten Quarzvorkommen der Südseite liegen in basischen Gesteinen, die Klüfte im Chloritschiefer sind arm oder frei von Periklin, enthalten aber reichlich Adular oder Bichel, obwohl sie weder Kalifeldspat noch Kaliglimmer enthalten. Aber auch die so oft zu beobachtende Unregelmäßigkeit in der Mineralführung der Klüfte spricht für den Zusammenhang mit Granitisationsrestlösungen und hydrothermalen Wässern. Man braucht nur die von *Niggli* im 4. Teil der Mineralien der Schweizer Alpen (10) ausführlich dargelegten „genetisch verwandten Bildungen" in entsprechender Weise auf die Kluftmineralien anzuwenden, um zu den hier entwickelten Vorstellungen zu kommen; die Belastung mit der dort diskutierten Nomenklatur ist aber dazu kaum nötig.

Wenn man die Bildung der Kluftmineralien, wie sie hier angenommen wird, in die petrogenetischen Zyklen, die ja letzten Endes auch minerogenetische sind, in Verbindung mit der Orogenese, wie sie *Stille* (11) angenommen hat, einzureihen versucht, so könnte man sie nur als letztes Teilgeschehen des subsequenten sialischen Vulkanismus auffassen, etwa als Ersatz letzter Reste saurer Effusionen, für die man im gesamten Nordalpenraum kaum eine andere Äußerung als den Liparit-Bimsstein von Köfels bei Sölden im Ötztal finden kann, der nach Mitteilungen von *Cornelius* als tertiär anzusehen ist. In den Nordalpen fehlt jede Spur von finalem simatischen Vulkanismus. Nur an der Grenze gegen die Südalpen und in diese hinein haben wir in den oststeierischen und burgenländischen jung-panononischen Alkalibasalten und deren saurem Differentiat, dem Liparit des Schaufelgrabens bei Gleichenberg, die Zeugen von finalem simatischen Vulkanismus bescheidenen Umfangs, der allerdings mit dem vitrophyrischen Andesitbasalt von Kolnitz im Lavanttal auch ins Gebiet der Nordalpen reicht. Der Liparit des Schaufelgrabens kann auch als saures Differentiat der älteren spätaltmiozänen bis frühmittelmiozänen Trachyandesit-Trachytgesteine von Gleichenberg, in deren Gebiet er liegt, angesehen werden. Die Reihung der Gleichenberger Andesite und Trachyte macht Schwierigkeiten; da die Mengen von Trachyt wahrscheinlich größer waren, als die von Andesit, könnte man diese Gesteine immerhin dem subsequenten sialischen Vulkanismus zuordnen.

Wie der sialische subsequente Vulkanismus stehen auch die Granitisationsrestlösungen, die wesentlich an den Kluftfüllungen beteiligt waren, mit dem sialischen synorogenen Plutonismus, zu dessen Teilgeschehen die Granitisation gehört, in genetischem Zusammenhang. Granitisationsgneisumbildung, höher temperierte Granitisationsrestmineralbildung (Beryll-Smaragd, Biotit, Albitisierung,

Zoisitbildung usw.), Kluftausfüllung, z. T. Bildung von Erzlagerstätten hängen eng miteinander zusammen, sie entstammen zum großen Teil denselben Lösungen.

Literatur.

1. *Angel, F.*, u. *R. Staber*, Migmatite der Hochalm-Ankogelgruppe. Diese Mitt. *49* (1937), 117. — 2. *Backlund, H. G.*, Zur genetischen Deutung der Eklogite. Geolog. Rundschau, *27* (1936), 46. — 3. *Cornelius, H. P.*, u. *E. Clar*, Geologie des Glocknergebietes. I. Teil. Abhandl. d. Zweigst. Wien d. R.-Stelle f. Bodenforschung (früher und jetzt wieder Geol. Bundes-Anst.) Wien, *25* (1939), H. 1. — 4. *Exner, C.*, Dermalen im Druck; und: Diese Mitt. III. Folge, *1* (1948), 82. — 5. The Geolog. Soc. of Amerika, Mem. *28* (1948) Sitzung beim Treffen der Amerik. geol. Ges. in Ottawa am 30. Dezember 1947 *(Read H. H., A. F. Buddington, F. F. Grout, G. E. Goodspeed, N. L. Bowen).* — 6. *Haberlandt, H.*, Über den fluoreszenzanalytisch nachgewiesenen Gehalt von Seltenen Erden usw. in Scheelitvorkommen usw. Chemie d. Erde, *14* (1941), 107. — 7. *Kontrus, K.*, Neue Mineralfunde aus dem Ankogelgebiet. Mitt. Öst. Min. Ges. *112* (1950), Im Druck. — 8. *Leitmeier, H.*, Einige neuere Mineralvorkommen im Gebiete des Habachtales, ein Beitrag zur Kenntnis der Entstehung der Zentralgranitgneise in den Hohen Tauern. Diese Ztschr. *53* (1942), 271. — 9. Ders., Mineralien des südlichen Venedigergebietes. In dieser Ztschr. im Druck. — 10. *Niggli, P., J. Koenigsberger, R. L. Parker*, Die Mineralien der Schweizer Alpen. Basel, 1940. 2 Bde. — 11. *Stille, H.*, Zur Frage der Herkunft der Magmen. Abh. d. Preuss. Akad. d. Wiss. Berlin, 1940, Nr. 19. — 12. *Weinschenk, E.*, Die kontaktmetamorphische Schieferhülle und ihre Bedeutung für die Lehre vom allgemeinen Metamorphismus. Abhandl. kgl. Bayr. Akad. d. Wiss. II. Kl. *22* (1903—1904) 236. — 13. Ders., Die Minerallagerstätten des Großvenedigers in den Hohen Tauern. Ein Beitrag zur Kenntnis der „Alpinen Minerallagerstätten. Z. Kryst. usw. *26* (1896) 337.

Kleine Mitteilungen.

Über die experimentelle Bestimmung der Sättigungskurven in unterkühlten binären Gemischen.

Mit 3 Textabbildungen.

Die durch die Schmelzpunkte der Mischungen feststellbaren Kurven aE und bE der Abb. 1 setzen sich irgendwie in den unterkühlten Bereich unterhalb der eutektischen Geraden G_1—G_2 fort, etwa gegen a′ und b′. In dem ganzen Konzentrationsfeld links von der Kurve aEa′ ist die Schmelze an A übersättigt, rechts von bEb′ an B. Im mittleren Teil der Abb. 1 kommt es zur Überlagerung der beiden Konzentrationsfelder, wodurch ein neuer Bereich entsteht, der an beiden Komponenten übersättigt ist (1, 2). Infolgedessen kann in diesem zwischen a′ Eb′ liegenden Konzentrationsbereich sowohl durch A als auch durch B die Kristallisation eingeleitet werden. Wenn es in diesem Konzentrations-Temperatur-Gebiet nun gelingt, jeweils nur eine Komponente zur Abscheidung zu bringen, so können natürlicherweise die Sättigungskurven a′E und Eb′ experimentell durch Ermittlung ihrer Schmelz- bzw. Lösungstemperaturen in analoger Weise bestimmt werden wie die Schmelzkurven aE und Eb in dem nicht unterkühlten Konzentrations-Temperaturfeld aEG_1 oder bEG_2.

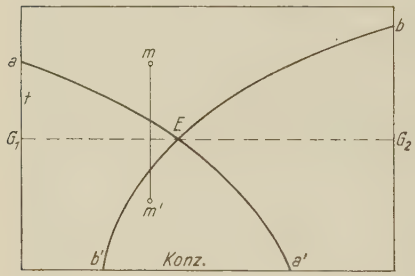


Abb. 1.

Für derartige Bestimmungen sind zwei Voraussetzungen notwendig: Erstens muß eine entsprechende Unterkühlbarkeit des Stoffgemisches vorhanden sein und zweitens muß der Kristallisationsvorgang willkürlich gelenkt werden können.

Bei organischen Zweistoffsystemen sind nicht selten beide Bedingungen wenigstens in verwendbarem Grade vorhanden. Bei der Durchmusterung organischer Zweistoffsysteme in dieser Richtung ist es leichter, Stoffpaare aufzufinden, die die erste Forderung erfüllen, als solche, die auch der zweiten Genüge leisten. Letztere setzt sich

wieder aus zwei Bedingungen zusammen. Erstens soll keine der beiden Komponenten — auch bei stärkerer Unterkühlung — spontan kristallisieren, da sonst nur die der entsprechenden Komponente zukommende Verlängerung der Schmelzkurve in einem größeren Konzentrationsintervall ermittelt werden kann. Zweitens darf die auf dem Impfweg primär zur Abscheidung gebrachte Komponente nicht in allzukurzer Zeit die Kristallisation der anderen Komponente induzieren. Letzteres tritt entweder nur als Folge der Übersättigungssteigerung auf oder aber auf Grund gitterstruktureller Beziehungen.

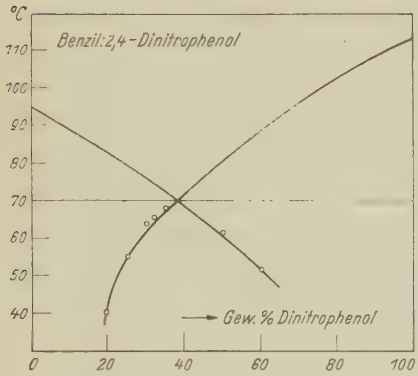


Abb. 2.

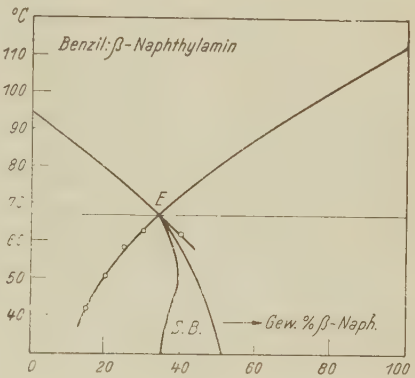


Abb. 3.

In den Abb. 2 und 3 sind die Sättigungskurven des unterkühlten Bereiches bei den Systemen Benzil:2·4-Dinitrophenol und bei Benzil:β-Naphthylamin dargestellt. Die Versuche wurden auf dem Mikro-Heiztisch durchgeführt (3). Für die notwendige Impfung wurde die Versuchsanordnung gewählt wie sie in den zur Mikro-Thermoanalyse verwendeten Kontaktpräparaten vorliegt (3, 4).

Die Durchführung der Versuche geschieht in folgender Weise: Eine zwischen Deckglas und Objektträger geschmolzene Mischung wird mit jener Komponente in Kontakt gebracht, deren Sättigungskurve man bestimmen will, d. i. Gemische zwischen a′ und E mit der Komponente A, Gemische zwischen b′ und E mit B. Zu diesem Zweck schmilzt man zuerst die zu prüfende Mischung durch und bringt an einen Rand des Deckglases eine kleine Menge der entsprechenden Substanz. Bei nochmaligem Erhitzen bis zum Schmelzpunkt derselben fließt ein kleiner Teil der Schmelze unter Abdrängen der Mischung unter das Deckglas ein. Beim Abkühlen kristallisiert meist die Reinsubstanz ohne Schwierigkeit spontan aus und kann dann auf ihrer ganzen Front auf die nebenliegende Schmelze

eine Impfwirkung ausüben. Da die Kristallisationsgeschwindigkeit (K. G.) in den in Frage kommenden Bereichen meist gering ist und mit zunehmender Unterkühlung noch stark abnimmt, wählt man für die Kristallisation eine nicht zu tief unter dem zu erwartenden Sättigungspunkt liegende Unterkühlung, z. B. bei einer Mischung m der Abb. 1 etwa die Temperatur m'. Das durchschmolzene Präparat wird dabei auf den bei dieser Temperatur konstant gehaltenen Heiztisch aufgelegt. Dadurch ist auch gleichzeitig die Gefahr der Keimbildung der anderen Komponente verringert. Die Kristallisation geht bei großen Unterkühlungsgraden in der Regel äußerst langsam vor sich, so daß nicht selten viele Stunden notwendig sind, um das ganze Präparat zu erfassen. Zweckmäßigerweise wartet man jedoch nur solange, bis die Kristallisation schon sicher in die gewählte Mischung selbst vorgedrungen ist, d. h. den durch den Kontakt mit der reinen Komponente entstandenen Mischungsbereich durchschritten hat. Dann kann die Heizung wieder eingeschaltet werden. Da die Kristallisation infolge der geringen Diffusionsgeschwindigkeit so langsam vor sich geht, muß auch bei der zu prüfenden Lösungstemperatur ein viel langsameres Tempo eingehalten werden als es bei der Bestimmung des Schmelzpunktes am Heiztisch (3) üblich ist. Sonst erhält man zu hohe Werte.

In Abb. 2 sind die, in der angegebenen Weise ermittelten Sättigungspunkte der Kurventeile Ea' und Eb' des Systems Benzil:2·4-Dinitrophenol (E = 70°, 37% Dinitrophenol) und zwar für die untereutektischen Mischungen 20%, 25%, 30% und 32%, sowie für die übereutektischen Mischungen 40% und 50% Dinitrophenol eingetragen. Der Punkt für die 50%ige Mischung ist schon schwierig zu bestimmen, da Dinitrophenol hier häufig spontan kristallisiert; aus diesem Grund kann diese Sättigungskurve auch nicht weiter nach unten verfolgt werden.

Im System Benzil : β-Naphtylamin der Abb. 3 kristallisiert β-Naphthylamin bis zu dem relativ geringen Gehalt von 20% immer spontan aus, so daß nur für die 15%ige Mischung ein Kontaktpräparat mit β-Naphthylamin hergestellt werden muß. Diese große Keimbildungsgeschwindigkeit hat den Nachteil, daß die Sättigungskurve für Benzil nur im oberen Teil d. i. für 40% β-Naphthylamin bestimmt werden kann. In der Abb. 3 ist ferner der *quasi-eutektische Synkristallisationsbereich* (5, 6) eingetragen, d. i. jenes Konzentrationsintervall, in dem bei Unterkühlung und Vorhandensein von Keimen beider Komponenten eine *gleichzeitige Abscheidung* mit scheinbar eutektischem Gefüge eintritt.

Literatur.

1. *Meyerhoffer, W.*, Z. Krist. u. Min. *36* (1902), 593. — 2. *Tamman, G.*, Heterogene Gleichgewichte. Braunschweig, 1926; *R. Vogel*, Die heterogenen Gleichgewichte. Leipzig, 1937. — 3. *Kofler, L.* u. *A.*, Mikro-Methoden zur Kennzeichnung organischer Stoffe und Stoffgemische. Universitätsverlag Wagner, Innsbruck, 1948. — 4. *Kofler, A.*, Zeitschr. physik. Chem. Abt. A *187* (1941), 363.; Naturw. *31* (1943), 535. — 5. *Kofler, A.*, Ber. dtsch. chem. Ges. *76* (1943), 391; *77* (1944), 110; Monatsh. f. Chem. *78* (1948), 58. — 6. *Kofler, A.*, Tschermaks mineral. u. petrogr. Mitt. *1* (1948), 24.

Innsbruck, am 23. Dezember 1948. *A. Kofler.*

„Brunckit" — kryptokristalline Zinkblende.

Im Jahre 1938 wurde von *R. Herzenberg* (1) von der peruanischen Bleiglanzgrube Cercapuquio eine weiße Masse der Zusammensetzung eines praktisch eisenfreien Zinksulfids (mit etwa 2% Cd) beschrieben; er schlug für dieses „Zinksulfidgel" den Namen *Brunckit* vor.

Auf Anregung von Herrn Prof. Dr. *F. Machatschki* habe ich eine in meinen Besitz gelangte Probe von „Brunckit, Cercapuquio" röntgenographisch untersucht. Die Stufe entspricht vollkommen der Beschreibung *Herzenbergs;* partienweise ist der „Brunckit" von winzigen Bleiglanzkriställchen durchsetzt.

Ein möglichst reines Stück wurde zerdrückt (nicht zerrieben, um Kristallisation oder Umwandlung einer instabilen Modifikation zu verhindern) und davon wurden Pulveraufnahmen angefertigt.

Die Diagramme entsprechen vollkommen denen von Zinkblende und zeigen keine Linienverbreiterung. Aus einer NaCl-Testaufnahme wurde die Gitterkonstante zu

$$a = 5{\cdot}404 \pm 0{\cdot}006 \text{ Å}$$

bestimmt.

In der Tab. 1 (s. S. 418) sind die beobachteten und die mit dieser Gitterkonstante berechneten $\sin^2\vartheta$-Werte sowie die beobachteten (geschätzten) Intensitäten und die für Zinkblende berechneten angeführt:

Die Übereinstimmung zwischen berechneten und beobachteten Werten ist praktisch vollkommen. Die Linien Nr. 1, 4 und 6 lassen sich befriedigend als β-Linien der stärksten Reflexe deuten; sie treten auf der Aufnahme trotz Ni-Folie eben noch ganz schwach auf.

Daß *Herzenberg* (op. cit.) eine Dichte von nur etwa 3·7 g/ccm statt ungefähr 4·10 g/ccm (diese Dichte folgt aus obiger Gitterkonstante) bestimmte, braucht bei dem sehr porösen Material nicht zu befremden.

Die vorliegende Probe ist also eindeutig kryptokristalline Zinkblende [1].

Tab. 1. „Brunckit", Cercapuquio, Cu-Strahlung, Ni-Folie, 22 kVeff, 30 mA, $1^1/_2$ Stunden exponiert, $2r = 57{\cdot}3$ mm.

Nr.	hkl	$\sin^2\vartheta$		Intensität	
		beob.	ber.	beob.	ber.
1	—	05060	—	1	—
2	111	06101	06088	20	10,6
3	220	08114	08118	2	1,3
4	—	13314	—	1	—
5	220	16220	16235	18	11,5
6	—	18602	—	<1	—
7	311	22258	22324	12	8,0
8	222	24173	24353	1	0,5
9	400	32408	32471	3	2,2
10	331	38413	38559	5	4,0
11	420	40288	40588	2	0,7
12	422	48429	48706	6	5,7
13	511 + 333	54705	54784	5	4,0
14	440	64785	64941	3	2,6
15	531	71052	71030	6	6,9
16	600 + 442	—	73059	0	0,9
17	620	81194	81177	6	7,5
18	533	87216	87265	5	5,0
19	622	—	89294	0	1,1

Bei der Beurteilung der Möglichkeit des Auftretens von amorphem Zinksulfidgel müssen vor allem die Arbeiten von *F. Haber* (2) und *J. Böhm* und *H. Niclassen* (3) berücksichtigt werden. In der Arbeit von *F. Haber* wird berichtet, daß aus Normallösungen gefällte Niederschläge von ZnS viel weniger kristallinen Charakter zeigen als ZnS-Sol. Dort beigegebene Reproduktionen von Pulveraufnahmen zeigen bei „ZnS-Fällung" keine deutlichen Linien, bei „ZnS-Sol" ganz normale. Genaueres findet man in der Arbeit von *J. Böhm* und *H. Niclassen* (op. cit., S. 7.):

„Niederschläge aus eisgekühlter Zinksulfatlösung mit H_2S gefällt enthalten nur so feine Kriställchen, daß auf den Aufnahmen lediglich die ersten beiden Ringe und diese nur sehr verbreitert her-

[1] *H. Strunz* (Mineralogische Tabellen, Leipzig, 1941) bezeichnete Brunckit als kryptokristallines ZnS, allerdings ohne Begründung. In „Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie" (herausgegeben von *P. Ramdohr*, 12. Auflage, Stuttgart, 1942), findet man Brunckit in keinem Register.

vortreten [1]. Solche Fällungen vergröbern sich erst im Lauf einiger Tage auf dem Wasserbade so weit, daß sie Röntgenogramme mit scharfen Linien ergeben. Dagegen gab das Sol, dargestellt nach Winssinger von im Wasser suspendiertem $Zn(OH)_2$ mittels eines Stromes von H_2S und nach Ultrafiltration untersucht, scharfe Ringe. Alle Präparate bestanden aus regulär kristallisiertem ZnS".

Wie in der Arbeit von *F. Haber* (op. cit.) näher ausgeführt ist, entstehen amorphe Niederschläge am leichtesten bei der Fällung aus verhältnismäßig konzentrierter Lösung und bei tiefer Temperatur. Daß die amorphen Gele altern kommt noch hinzu, so daß man amorphes ZnS nur bei einer völlig frischen Bildung aus konzentrierten Zinksalzlösungen zu erwarten hat.

Da im „Brunckit" offenbar ein stark gealtertes Gel vorliegt, halte ich es für ausgeschlossen, daß neben der Zinkblende das ZnS zum Teil auch amorph vorliegt und schlage vor, den Namen „Brunckit" als Mineral zu streichen, bis vielleicht einmal tatsächlich amorphes Zinksulfid in der Natur gefunden wird. Dafür besteht nach obigem zwar wenig Wahrscheinlichkeit, indessen ist die natürliche Bildung von amorphem ZnS aus Verwitterungslösungen nicht grundsätzlich ausgeschlossen. In Sammlungen wird es allerdings nicht gelangen können, da es sich beim Trocknen und Lagern in Zinkblende umwandelt.

Literatur.

1. *Herzenberg, R.*, Brunckit (Zinksulfidgel). Zentralbl. f. Min. usw. Abt. A, 1938, S. 373. — 2. *Haber, F.*, Über amorphe Niederschläge und kristallisierte Sole. Ber. d. Deutschen chem. Ges. Abt. B, 55 (1922) 1717 ff. — 3. *Böhm, J.*, u. *H. Niclassen*, Über amorphe Niederschläge und krist. Sole. Ztschr. f. anorg. u. allgem. Chemie, 132 (1924), 1 ff.

Mineralogisches Institut der Universität Wien
am 8. Jänner 1949. *J. Zemann*

Zur Kenntnis von Pandermit und Colemanit.

Mit 1 Textabbildung.

In verschiedenen Publikationen wurde die Meinung vertreten, daß es sich bei *Pandermit* und *Colemanit* um das gleiche Mineral handelt, andere Autoren führen eine strikte Trennung zwischen den beiden durch. Dieses Problem zu lösen war Aufgabe der vorliegenden Arbeit.

[1] Diese Beschreibung zeigt ebenso wie die Abbildung in der Arbeit von *Haber*, daß es sich hier wohl um amorphes Gel, zumindest aber um einen Niederschlag handelt, der *weit* feinkörniger oder von geringerem Ordnungsgrad ist als gewöhnliche feinkristalline Fällungen; der von mir untersuchte „Brunckit" zeigt das Röntgendiagramm einer *ganz normalen* Zinkblende.

Für den Pandermit findet man mitunter auch die Bezeichnung *Priceit*, welchen Namen *B. Sillimann* (13) für ein von *A. W. Chase* (2) schon früher beschriebenes Bormineral prägte. Die Bezeichnung Pandermit wurde von *G. v. Rath* (10) für ein kleinasiatisches Bormineral verwendet, welches er dann selbst mit dem schon bekannten Priceit identifizierte. Im allgemeinen wird heute der Ausdruck Pandermit gebraucht, jedoch findet man in der älteren Literatur die Bezeichnung Priceit häufig für amerikanisches Material.

Der Colemanit wurde erstmalig von *H. G. Hancks* (4) beschrieben, der ausdrücklich darauf hinwies, daß es sich um ein von Pandermit unterschiedliches Mineral handelt. *G. v. Rath* (11) führte eingehende kristallographische Untersuchungen des Colemanits durch, was dadurch möglich war, daß Colemanit, im Gegensatz zu Pandermit, meist in gut ausgebildeten Kristallen auftritt.

Auf Grund der chemischen Analysen von *B. Silliman* (13), *A. W. Chase* (2) und *F. Pisani* (9) kam *A. Kenngott* (7) zu der Annahme, daß sich, bei einer durchschnittlichen Berechnung, sowohl für Priceit und Pandermit als auch für Colemanit ein Verhältnis von $CaO : B_2O_3 = 4 : 5$ ergibt, weshalb er keine scharfe Trennung dieser Minerale vornimmt. Neuere chemische Analysen wurden von *J. E. Whitefield* (14) und *van t'Hoff* (6) durchgeführt, die die Annahme Kenngotts keineswegs bestätigen. Bei Pandermit ergab sich ein Verhältnis von $CaO : B_2O_3 = 4 : 5$ und die Gesamtformel

$$Ca_8B_{22}O_{38} \cdot 15\ H_2O.$$

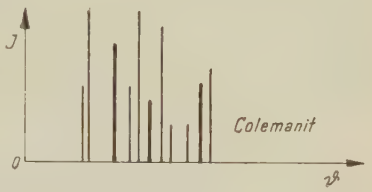
Die entsprechenden Daten für Colemanit sind 2 : 3 und

$$Ca_2B_6O_{11} \cdot 5\ H_2O.$$

H. Buttgenbach (1) nahm auf Grund optischer Untersuchungen die Identität von Pandermit und Colemanit an. Er vermutete rhombische oder monokline Symmetrie, konnte aber eine Entscheidung nicht treffen, da von Pandermit keine meßbaren Kristalle bekannt sind. *E. S. Larsen* (8) hingegen fand optische Unterschiede zwischen Pandermit und Colemanit. Ersterer wird auf Grund dieser Beobachtungen als triklin bezeichnet, während auf die rhombische Symmetrie des Colemanits ja schon von *G. v. Rath* (11) hingewiesen worden war.

M. Godlevsky (3) untersuchte die Boratvorkommen am Indersee, USSR, und gab für den Colemanit die oben genannte Formel, für Pandermit hingegen $Ca_2B_{12}O_{23} \cdot 8{\cdot}5\ H_2O$ an. Er bezeichnete letzteren als kolloid, bzw. metallkolloid. *N. M. Selivanova* (12) prüfte die Wirkung von Wasser auf Pandermit und Colemanit bei verschiedenen Temperaturen. Leider stehen die beiden Arbeiten nur in Referaten zur Verfügung, denen keine weiteren Angaben und Begründungen zu entnehmen sind.

Um die widersprechenden Auffassungen endgültig zu klären, wurden röntgenographische Untersuchungen durchgeführt. Das dazu verwendete Material stammte aus San Bernardino, Kalifornien (Colemanit) und Azizichi, Kleinasien (Pandermit). Die Pulveraufnahmen der beiden Minerale sind durchaus verschieden (siehe beigefügte Abbildungen), so daß mit Sicherheit gesagt werden kann, daß es sich um zwei verschiedene Mineralarten handelt.



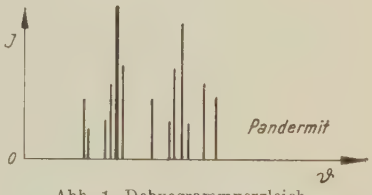


Abb. 1. Debyogrammvergleich. Cu-Strahlung, Ni-Folie, ϑ = Glanzwinkel (1 mm = 1°)

Literatur.

1. *Buttgenbach, H.*, An. Soc. Geol. Belgique, 1899/1900, 27, S. 103; cit. n. (5). — 2. *Chase, A. W.*, Am. J. Sci., 1873, 5 S. 287; cit. n. (5). — 3. *Godlevsky, M.*, Mineralogical investigations on the Inder borate deposits, (Mém. Soc. russe de minéralogie, 66. Lfg., 2, 1937, S. 315, ref. N. Jb. 1938, 1, S. 675. — 4. *Hancks, H. G.*, Report on the Borax Deposits of California and Nevada, Third Am. Rep. of the States mine, 1883, cit. n. (5). — 5. *Hintze*, Handbuch der Mineralogie, Bd. I, 4. Abt. 1, S. 167 und S. 170. — 6. *van t'Hoff*, Sitz.-Ber. Akad. Berlin, 1906, S. 572; cit. n. (5). — 7. *Kenngott, A.*, Über Priceit, Colemanit und Pandermit, N. Jb. 1885, 1, S. 241. — 8. *Larsen, E. S.*, Am. Mineralogist, 1917, S. 2; cit. n. (5). — 9. *Pisani, F.*, Traité élem. Mineralogie, Paris, ref. N. Jb. 1875, S. 216. — 10. *Rath, G. v.*, Sitz.-Ber. d. Niederrhein. Ges. f. Natur- u. Heilkunde, 2. Juli 1877; cit. n. (5). — 11. *Rath, G. v.*, Colemanit, N. Jb. 1885, 1, S. 77. — 12. *Selivanova, N. M.*, Action of water on natural (Inder) borates at various temperatures, Compt. Rend., Doklady, Ac. Soc. USSR. 22, 1939, S. 499, ref. N. Jb. 1940, S. 255. — 13. Silliman, B., Am. J. Sc. 1873, 6, S. 214; cit. n. (5). — 14. *Whitefield, J. E.*, Analysis of some Natural Borates and Borosilicates, Am. J. Sc. 1887, 34, S. 281; ref. in Ztsch. f. Krist. 1889, 15, S. 122.

Mineralogisches Institut der Universität Wien,
am 20. Dezember 1948. *A. Hedlik.*

Monazit aus dem Kamptal (Niederösterreich).

Im Sommer 1946 fand ich an der Straße, die von Schönberg-Neustift nach Nordosten in den Wald führt einen kleinen Pegmatitgang aufgeschlossen. Er steckt im Paragneis und zeigt ganz normalen Mineralbestand: Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz, Biotit, Muskovit, Turmalin. Apatit und Monazit (untergeordnet). Der Gang ist zonar gebaut; in der Mitte findet sich Quarz mit von außen hineinragenden

Turmalinen (Schörl, meist zerbrochen), außen eine ältere Zone aus Feldspat, Quarz, gestrecktem Biotit, oft recht gut kristallisiertem Muskovit und Apatitsäulchen bis etwa $^3/_4$ cm Durchmesser und 2 cm Länge, ferner gelegentlich braune, bis 3 mm große schlecht kristallographisch begrenzte Körner. Mit Ammonmolybdat ließen diese leicht PO_4 nachweisen. Das Pulverdiagramm erwies sich mit dem von Monazit ident. Monazit wurde bis jetzt aus dem niederösterreichischen Waldviertel nur von *H. Meixner* (Zbl. Min. 1942. S. 177) aus Pegmatitgängen von Unter-Bergern und Lehen-Ebersdorf beschrieben. Da der von mir besuchte Pegmatitgang vom normalen Typ des Waldviertels ist, dürfte sich Monazit hier allgemein als seltener Gemengteil (wesentlich seltener als Apatit!) finden. Der als Bestandteil der Sande des Kampflusses gefundene Monazit (*G. Woletz*, TMPM. 54, S. 182) kann (ganz oder zum Teil) aus diesen Pegmatiten stammen.

Mineralogisches Institut der Universität Wien, am 20. Januar 1949. *J. Zemann.*

Pyrit und Markasit von der Seegrotte in der Vorderbrühl (Mödling bei Wien).

Mit 1 Textabbildung.

Das unter dem Namen „Seegrotte" bekannte alte Gipsbergwerk in der Vorderbrühl bei Mödling (bei Wien) mit seiner abwechslungsreichen Geschichte, hat in den Kriegsjahren von 1944 bis Kriegsschluß eine Flugzeugfabrik beherbergt. Der durch den Ausbau der unterirdischen Hallen anfallende Gips wurde auf einer kleinen Halde auf der orographisch rechten Seite des Mödlingbaches gegenüber dem Mundloch des Förderstollens abgelagert. Auf dieser Halde konnten im Sommer 1946 neben den verschiedenen, roten, grauen und weißen Gipsarten auch Kalktrümmer gefunden werden, auf denen Pyrit und Markasitkristalle aufgewachsen waren.

Der Kalk ist hellgrau bis grau und gleicht vollkommen dem Opponitzer Kalk, der bei P 280 gut aufgeschlossen und im Handstück vom aniso-ladinischen Kalk (Muschelkalk, wie er etwa am Grillenbühel oder Halterkogel an mehreren Stellen vorkommt, nicht zu unterscheiden ist (siehe *A. Spitz*, Der Höllensteinzug bei Wien, Mitt. d. geol. Ges. in Wien, 1910, S. 412).

Der Pyrit: Die auf dem Kalk aufsitzenden Pyritkristalle sind nur wenige Millimeter groß, die größten erreichen 1 cm Kantenlänge. Als vorherrschende Form tritt das Oktaeder auf, daneben kommen Würfel- und kleine Pentagondodekaederflächen vor. Der Erhaltungs-

zustand ist im allgemeinen gut, die Kristalle sind nicht limonitisiert. Zwillinge sind nirgends zu beobachten.

Der Markasit: (Abb. 1.) Auch die Markasitkristalle sind klein und erreichen kaum eine Kantenlänge von 5 mm. Vorherrschend sind die goniometrisch festgelegten Flächen (101) und (011), daneben (110) und (111), aber auch die Basis (001) in fast an allen Kristallen zu finden. Einzelindividuen gibt es so gut wie überhaupt nicht, sondern nur Zwillinge, manchmal auch Drillinge, nach (110), die

Abb. 1. Markasit; Seegrotte, Vorderbrühl bei Mödling. An fast allen Kristallen sind die durch (110) gebildeten einspringenden Winkel zu sehen. Vergrößerung 10 mal. Photohaus Reichert.

sofort an den durch die $(1\bar{1}0)$-Flächen gebildeten einspringenden Winkel zu erkennen sind. Auffallend ist die etwas grünlichere Farbe gegenüber dem Pyrit und der bedeutend schlechtere Erhaltungszustand, der sich durch beginnende Limonitisierung äußert. Anlauffarben kommen vor.

Auf den vorliegenden Stufen ist entweder nur Pyrit oder nur Markasit, nie sind beide Mineralien auf ein und derselben Stufe nebeneinander vorhanden. Der Pyrit ist seltener als der Markasit.

Die eindeutige Bestimmung dieser Mineralien wurde durch Röntgenaufnahmen von Pulverpräparaten mit der Röntgenapparatur des Mineralogischen Institutes vorgenommen. Für die Erlaubnis, die Röntgenapparatur benützen zu dürfen, möchte ich es nicht versäumen, Herrn Prof. Dr. *F. Machatschki* bestens zu danken. Die Röntgendiagramme stimmen einerseits mit solchen von Pyrit (Kall-

wang) und andrerseits mit Markasit (Joplin, Missouri) vollkommen überein.

Die Herkunft des Materials ist jedoch noch nicht restlos geklärt, da weder nach einer Mitteilung von Herrn Dr. *Salzer* noch nach den Aussagen der in der „Seegrotte" tätigen Führer irgend ein Kalk in der Grube aufgeschlossen sein soll. Durch die Ausmauerung der Strecken und Hallen während der Kriegsjahre ist es bis jetzt noch nicht möglich gewesen eine ausgedehnte Befahrung der Grube vorzunehmen. Es ist aber zu erwarten, daß über dem Gipslager Triaskalk ansteht, in dem sich durch aus dem Gips stammende Sulfatlösungen unsere Mineralien gebildet haben. Reduzierend hat vermutlich das Bitumen des Kalkes gewirkt. Auf allen vorliegenden Stufen ist klar zu erkennen, daß die Sulfide die jüngsten Bildungen und nicht etwa schon während der Sedimentation des Kalkes entstanden sind. Die Kristalle sitzen immer mehr oder weniger locker auf dem Kalk auf und sind niemals im Kalk selbst eingesprengt. Daß der Schwefel aus dem Gipslager stammt wird deshalb angenommen, weil in der näheren Umgebung der „Seegrotte" in den Kalken keine sulfidischen Mineralien zu finden sind. *A. Sigmund* (Die Minerale Niederösterreichs. Wien 1937, S. 124) erwähnt nur „winzige Pentagondodekaeder von Pyrit", die strichweise im Gips der „Seegrotte" eingesprengt sind. Auch *E. Tietze* (Über ein neues Gypsvorkommen am Randgebirge des Wiener Beckens, Verh. d. geol. Reichsanst. 1893, S. 184) gibt an, daß dem schwach bituminösen Gips, der bei der Abteufung eines Schachtes auf einem Grundstück zu Hochleiten, unweit der Straße nach Gießhübel, angefahren wurde „sehr selten in demselben winzige Kriställchen von Schwefelkies eingesprengt" sind.

Herrn Dr. phil. *A. Grund* möchte ich an dieser Stelle für die tatkräftige Hilfe bei der Anfertigung der Röntgenaufnahmen bestens danken.

Mineralogisch-petrographisches Institut
der Universität Wien, *A. J. Zirkl.*
am 9. Juni 1949.

Kristallchemische Notizen.

1. Kröhnkit-Roselith-Brandtit (Mineralklasse $AB_2C_2D_8 \cdot xaq$[1])

Es sind mehrere Fälle von Isomorphie zwischen Sulfaten einerseits, Phosphaten und Arsenaten andrerseits bekannt. Es sei an den Fall *Gips* $Ca[SO_4] \cdot 2\,H_2O$—*Brushit* $Ca[PO_3OH] \cdot 2\,H_2O$—*Pharma-*

[1] Bezeichnung nach dem vom Verfasser im Anhang an eine spezielle Mineralogie entworfenen kristallchemischen Mineralsystem (im Druck).

kolith $Ca[AsO_3OH] \cdot 2\,H_2O$—*Ardealit* $Ca_2[PO_3OH]\,[SO]_4 \cdot 4\,H_2O$ erinnert oder an die Verhältnisse in der *Apatitgruppe,* wo sich unter zusätzlicher Einschaltung von SiO_4 an Stelle von PO_4 die mannigfaltigsten Mischkristallbildungen ergeben, oder an ähnliche Verhältnisse in der *Alunit-Svanbergit-Beudantit-Florencit*-Familie.

Hier sei kurz auf einen weiteren derartigen Fall verwiesen, der anscheinend noch keine Beachtung gefunden hat.

Ch. Palache bestimmte 1939 (Am. J. Sci. 237, 447) Gitterkonstanten und Raumgruppe von *Kröhnkit* $Na_2Cu[SO_4]_2 \cdot 2\,H_2O$ wie folgt:

$$a = 5{\cdot}78\ \text{Å},\ b = 12{\cdot}58\ \text{Å},\ c = 5{\cdot}48\ \text{Å};\ \beta = 108^0 30'.$$

Zwei Formeleinheiten im Elementarkörper, der ein Volumen von 387 Å^3 besitzt. Raumgruppe C_{2h}^5—P $2_1/c$.

Gitterkonstanten und Raumgruppe der beiden derselben Mineralklasse [1] angehörigen Mineralien *Roselith* $Ca_2(Co, Mg)[AsO_4]_2 \cdot 2\,H_2O$ und *Brandtit* $Ca_2Mn[AsO_4]_2 \cdot 2\,H_2O$ wurden im Jahre 1940 von C. W. Wolfe (Am. Min. *25,* 738) bestimmt:

Roselith:

$a = 5{\cdot}60$ Å, $b = 12{\cdot}80$ Å, $c = 5{\cdot}60$ Å; $\beta = 100^0\,45'$; Zellvol. 394 Å^3.

Brandtit:

$a = 5{\cdot}65$ Å, $b = 12{\cdot}80$ Å, $c = 5{\cdot}65$ Å; $\beta = 99^0\,30'$; Zellvol. 403 Å^3.

Raumgruppe in beiden Fällen ebenfalls C_{2h}^5—P $2_1/c$; zwei Formeleinheiten in den Elementarkörpern.

Zweifellos ist die Strukturverwandtschaft der beiden letzteren Mineralien untereinander größer als zum Kröhnkit. Es ist aber kaum anzunehmen, daß bei einer soweitgehenden Übereinstimmung von Summenformel, Gitterkonstanten und Raumgruppe der Kröhnkit nicht analog gebaut sein sollte. Die stärkere Abweichung des Achsenwinkels β dürfte auf eine durch die Cu-Ionen bedingte Deformationswirkung zurückzuführen sein.

2. Formel und Stellung des Murmanits.

Der von *A. E. Fersman* im Jahre 1923 erstmalig ge- und benannte Murmanit wurde von ihm einige Jahre später einigermaßen unter Angabe einer Analyse gekennzeichnet [1]. *Ferseman* leitete aus der Analyse (I) eine sehr komplizierte Formel ab; später folgte eine weitere Analyse (II) ohne Formelangabe [2]. *H. Strunz* [3] erwägt die Formel $NaTiSiO_4OH$. Schon beim ersten Lesen der Abhandlung von

[1] N. Jb. f. Min. B. B. 55, 1926; Anal. I von *I. D. Starynkevich-Bornemann.*

[2] Ders. Analyt. bei *N. Gutkova* (nach Ref. N. Jb. Min. 1932, I, 409).

[3] Miner. Tabellen, Leipzig, 1941, 179.

Fersman dachte Verfasser an die Möglichkeit, die Analyse im Sinne der Titanitformel deuten zu können. Störend wirkte aber der hohe Gehalt an Wasser unter 110°. Es liegt nun eine weitere Analyse (III)[1] des monoklin kristallisierenden, stark licht- und doppelbrechenden Minerals vor, die man im Sinne eines „Titanit-Hydrates" deuten könnte. Bei dieser Gelegenheit wurde man auf den Nb- und Ta-Gehalt aufmerksam. Im folgenden mögen die drei Analysen nach kristallchemischen Gesichtspunkten betrachtet werden (Angabe der Ionenzahlen):

	I			II			III		
SiO_2	485		485	501		501	515		515
TiO_2	467			479			368		
2x Nb_2O_5	—			—			66		
2x Ta_2O_5	—			—			3		
ZrO_2	16		544	17		538	11		515
2x Fe_2O_3	—			29			42		
FeO	26			4			—		
MgO	19			9			7		
MnO	41	16		32			34	18	
CaO	37	25	544	46			49	16	
2x Na_2O	482			335		431	240		317
2x K_2O	—			18			12		
F	—			—			10		
$H_2O+(OH)$				463 OH		463	673 OH		683
	991 gesamt als OH								
H_2O-				435 H_2O			360 H_2O		

Es ist tatsächlich schwierig, aus den drei Analysen ein einheitliches, einfaches Formelbild zu gewinnen; dafür mögen mehrere Umstände verantwortlich sein: Es ist einmal damit zu rechnen, daß bei so kompliziert zusammengesetzten Mineralien partieller Zerfall mit nachfolgender Zersetzung vorliegt, worauf besonders der hohe Gehalt an H_2O unter 110° schließen läßt, der in allen Analysen ausgewiesen wird; bei einer solchen Zersetzung dürfte, was so häufig bei solcher Gelegenheit der Fall ist, ein Teil der großen, loser gebundenen Kationen herausgelöst worden sein; der Überschuß an Ti usw. gegenüber der Titanitformel (Na, Ca, K) (Ti, Zr, Nb, Fe, Ta) $[SiO_4]$ (O, OH) dürfte bei Analyse I und II auf das Übersehen von Nb_2O_5 und Ta_2O_5 zurückzuführen sein. Jedenfalls kann unter Berücksichtigung dieser Umstände auf die Titanitformel geschlossen werden.

Leider stehen für die Prüfung dieser Annahme nicht ausreichend kristallographische und noch weniger röntgenologische Daten zur

[1] *T. A. Borova* bei *V. I. Gerasimovsky* (nach Ref. Min. Abstr. 7, 1940, 269.).

Verfügung; die Gewinnung dieser an geeignetem Material wird angestrebt werden.

Mineralogisches Institut der Universität Wien, am 20. April 1949. *F. Machatschki.*

Das trigonale Kristallsystem, ein Struktur- und Formproblem.

Vor mehr als 100 Jahren hat *Hessel* in erschöpfender Weise alle mit dem Gesetz der rationalen Parameterkoeffizienten verträglichen Symmetriemöglichkeiten an Kristallen entwickelt und diese wurden bezüglich ihrer Verwirklichung unter den Kristallen in allen Einzelheiten bestätigt. Diese 32 Symmetrieklassen sind das tatsächlich Gegebene und man muß *J. Zemann* Recht geben, daß die weitere Zusammenfassung zu den üblichen „*Kristallsystemen*" immer etwas Willkürliches in sich birgt, etwa so wie die *Linné*sche Pflanzensystematik. Geht man von physikalischen Beobachtungen aus, wie sie insbesonders die Röntgenuntersuchung der Kristalle und die daraus gefolgerten Strukturforschungen nahelegen, dann ergeben sich elf röntgenographisch unterscheidbare Gruppen von Kristallen, von denen aber wieder mehrere durch gleichartige „Baupläne" einander näher stehen und daher als *Kristallsysteme* von jeher eine gewisse Selbständigkeit beanspruchen. Niemand kann die engeren Beziehungen zwischen den Symmetrieklassen leugnen, die wir dem kubischen System zuzuordnen pflegen, ebenso selbstverständlich ist die Zusammenfassung der zwei „triklinen", oder drei „monoklinen" bzw. „rhombischen" Klassen. In allen diesen Fällen ergeben sich zwangsläufig gewisse, dem jeweiligen „System", und nur diesem, eigentümliche Formen der Bezugsachsenkreuze. Hier erfolgt also die Zusammenfassung mehrerer Symmetrieklassen zu Kristallsystemen durchaus in natürlicher Weise und wurde niemals bestritten.

Das Bild ändert sich aber sofort, wenn es gilt, eine Unterteilung jener zwölf Symmetrieklassen vorzunehmen, die man im allgemeinen dem trigonalen, zusammen mit dem hexagonalen Kristallsystem zuzuordnen pflegt. Seit man sich der überragenden Symmetriebedeutung der Deckachsen einfacher und zusammengesetzter Art bewußt wurde, mehrten sich die Versuche, diese Reihe von 12 Kristallklassen in zwei Systeme aufzuteilen, wobei *P. Groth* die formalen Analogien mit dem „tetragonalen" und dem "kubischen" System in den Vordergrund rückte. Wie das tetragonale System eindeutig durch das Vorhandensein einer *einzelnen* vierzähligen Deckachse gekennzeichnet ist, soll nach *Groth* die *einzelne* dreizählige Deckachse das

charakteristische Merkmal des „trigonalen" Systems, die (einzelne) sechszählige Achse jene des „hexagonalen" Systems sein.

So einfach und selbstverständlich diese Systemabgrenzung scheint, so schwierig wird die Angelegenheit, wenn es gilt, die Aufteilung auf die beiden „Systeme" praktisch und in Übereinstimmung mit den kristallphysikalischen und strukturellen Tatsachen durchzuführen. Es sind vor allem zwei Umstände die sich hiebei als sehr störend erweisen: einerseits die Entscheidung über das, was als echte, *trigonale* Deckachse anzusprechen ist, anderseits die merkwürdige Tatsache, daß es *möglich* ist, *beide* Systeme auf das *gleiche* Koordinatenkreuz zu beziehen. Gerade der letztgenannte Umstand schreckt viele davon ab, die reinliche Scheidung der beiden Systeme vorzunehmen, um so mehr, als in optischer Beziehung sowohl hexagonale als trigonale Kristalle ihre Achsen der Einfachbrechung in der Wirtelachse (D^6 oder D^3) finden, die demnach, analog dem tetragonalen System, als „Hauptachse", d. h. als *Vertikalachse* aufgestellt wird. Auf dieser Grundlage scheinen allerdings beide Systeme das gleiche Bezugsachsenkreuz zu fordern und die Trennung beider Systeme erscheint damit unnatürlich und überflüssig. Man glaubt in dieser Frage die Heranziehung des *Miller*schen *drei*gliedrigen Achsenkreuzes für die trigonalen (rhomboedrischen) Kristalle als unnötig ablehnen zu können, obwohl der Rhomboederbau (verzerrter Würfel) an sich schon von dem echt hexagonalen Bautypus weit absteht.

Es scheint aber doch unzweckmäßig, jene Kristallklassen, die ihrem Rhomboederbau nach eine so ausgezeichnete Übergangsstellung zwischen dem hexagonalen und kubischen System einnehmen, zur Gänze dem hexagonalen System zuzuweisen, um so mehr, als die Verwendung eines rhomboedrischen Achsenkreuzes mindestens ebenso viele innere Berechtigung hat, wie jene eines viergliedrigen, hexagonalen Bezugachsensystems.

Rein strukturell stehen die Kristallklassen mit *drei*zähligen *(sechs*zähligen) Achsen, im ganzen 17 Klassen, den übrigen 15 Klassen etwas abgesondert gegenüber. Es scheint, daß die Klassen des hexagonalen, trigonalen und kubischen Systems (bei hexagonal und trigonal in der Basisebene, bei kubisch in der Oktaederebene) Gitterebenen mit ausgesprochenem Wabenbau (drei- und sechszählige, dichteste Kugelpackung in der Ebene) besitzen, im Gegensatz zu dem Schachbrettbau im tetragonalen System, der sich in den vierzähligen Ebenen des kubischen Systems wiederfindet.

Noch mehr Schwierigkeiten als die Frage um gleichartige oder verschiedenartige Bezugsachsenkreuze bietet aber die endgültige *Abgrenzung* der dem hexagonalen, bzw. trigonalen System zuzuteilenden Kristallklassen auf Grund der Deckachsenzähligkeit. Die ein-

fache *Groth*sche Sonderung nach den im „Phenotypus" *(Niggli)* aufscheinenden, drei- und sechszähligen Achsen ist insofern in dieser Form nicht angängig, weil die Kristallklassen mit *zusammengesetzter* Symmetrie in ihrer Zuteilung zu dem hexagonalen, bzw. trigonalen System auch heute noch heftig umstritten sind. Der Umstand, daß sich sowohl die Inversionsachsen, wie die Drehspiegelachsen drei- und sechszähliger Art durch die Verbindung normaler *drei*zähliger Achsen mit einer zur Achse normalen Symmetrieebene, bzw. mit einem Symmetriezentrum deuten lassen ($I^6 = S^3 = D^3 + E$ und $I^3 = S^6 = D^3 + Z$), wobei auf jeden Fall eine scheinbare dreizählige Achse zum Vorschein kommt, führte dazu, daß *Groth* die beiden Kristallklassen mit zusammengesetzter Symmetrie formal dem trigonalen System zuwies, wodurch dieses sieben Klassen, das hexagonale nur fünf Klassen umfaßte. Diese Zuteilung widerspricht aber dem physikalischen, vor allem dem röntgenographischen Verhalten, demzufolge die beiden fraglichen Symmetrieklassen einen ausgesprochen *sechs*gliedrigen Bau besitzen, demnach die scheinbare D^3 als I^6 aufzufassen ist, was dazu führt, die *Inversions*achsen als maßgebend anzusehen, nicht aber die Drehspiegelachsen [1].

Da *Schönflies*, dem die moderne Strukturforschung so unendlich viel zu danken hat, seine Ableitung der 230 Raumgruppen auf Grund der Verwendung von Drehspiegelachsen vornahm, wurde ganz übersehen, daß man zu den *gleichen* Ergebnissen, wenn auch *nicht* zu der *gleichen* Reihung auch unter Heranziehung der Inversionsachsen gekommen wäre. Es liegt also auch in dieser Hinsicht kein ernstliches Hindernis vor, die physikalisch besser, ja einzig genügenden Inversionsachsen auch hier als maßgebend zu verwenden. Der innere Zwiespalt, der sich bezüglich der Zuteilung der zwei Kristallklassen mit zusammengesetzter Symmetrie bis in die Gegenwart fortsetzt, hat nur die Folge gezeitigt, daß man, um der Entscheidung, die nach keiner Richtung befriedigen will, auszuweichen, das *trigonale* System einfach fallen lassen und zu einem, mit zwölf Unterklassen ausgestatteten „hexagonalen" System mit *vier* röntgenographischen Untergruppen zurückkehren will. Schon in *Ramdohrs* Bearbeitung des bekannten *Klockmann*schen Lehrbuches ist dieser Ausweg gewählt und wird seither auch von anderer Seite wiederholt.

Da mit dieser Vermeidung einer Aufteilung der zwölf Kristallklassen auf zwei Systeme die Frage als solche durchaus nicht gelöst oder aus der Welt geschafft ist, möchte ich doch hier auf eine

[1] Bezüglich der Einzelheiten in dieser Frage siehe *F. Raaz*, Zbl. f. Min. usw. (A) *1938*, 179 und *H. Tertsch*, Zbl. f. Min. *1936, 161;* ZS. Krist. (A) *102* (1940), 209.

Überlegung aufmerksam machen, die dem trigonalen System wieder zu seiner Selbständigkeit verhelfen könnte. *Groth*, wie auch Spätere, sind bei der Zusammenfassung einzelner Kristallklassen zu Systemen von den strukturell so wesentlichen Deckachsen mit ihren verschiedenen Zähligkeiten und Kombinationen ausgegangen. Diese ihrerseits bieten wieder die Grundlagen für die Bezugsachsenkreuze, die damit in unmittelbare Beziehung zu dem strukturellen Aufbau geraten.

Gehen wir von dem allgemeinsten, dem *triklinen* Fall aus, so ist das jeweils zugrunde liegende Achsenkreuz durch die Grundelemente a, b, c; α, β, γ bestimmt. So lange diese Elemente zahlenmäßig verschieden sind, ist als Höchstsymmetrie nur das Symmetriezentrum (Z) möglich, das heißt hieher sind die beiden Kristallklassen zu zählen, die auch in der ersten röntgenographischen Ordnung vereint erscheinen.

Wenn zwei der Winkel gleich werden (z. B. $\alpha = \beta$), dann ändert sich die Symmetrie erst, wenn auch gleichzeitig zwei Achsenabschnitte gleich werden (z. B. $a = b$). Man erhält dann aus den Grundelementen ein *schiefes*, rhombisches Prisma mit einer ausgesprochenen Symmetrieebene zwischen den gleichen Achsen in der Halbierenden des (ungleichen) Winkels γ. Dadurch ist eine *Ebene und ihre Normale* gegenüber allen anderen herausgehoben und festgelegt; der Bauplan ändert sich und wir erhalten eine *monokline* Symmetrie. Zu der gleichen Symmetrie kommt man auch, wenn man ein schiefes, rechteckiges Prisma zugrunde legt, das heißt, wenn $\alpha = \gamma = 90^0$; β, und a, b, c vorliegen (drei Kristallklassen).

Hier ist aber noch ein Sonderfall zu erwähnen. Wenn auch das allfällige Gleichwerden zweier Achsenabschnitte (z. B. $a = c$ bei $\alpha = \gamma = 90^0$: β) noch immer nicht aus dem monoklinen Bauplan herausführt, liefert der Fall, daß gleichzeitig $\beta = 120^0$ wird, eine starke Symmetrieänderung. Man kommt zu einem ausgesprochen *hexagonalen* Bauplan, dessen Zusammenhang mit dem ursprünglich monoklinen Achsenkreuz sofort klar wird, wenn man sich das viergliedrige, hexagonale Achsenkreuz so umgelegt denkt, daß die z-Achse in die Querrichtung kommt. Die Gleichheit von a und c und der Winkel $\beta = 120^0$ lassen erkennen, daß in der y-Richtung (b-Abschnitt) eine D^3 (oder D^6) liegen muß, derzufolge sich dann das bisherige dreigliedrige Achsenkreuz durch Einschub einer dritten (überzähligen) Achse zu dem *viergliedrigen hexagonalen* Achsenkreuz erweitert.

Sind bisher *zwei* Winkel gleich, bzw. 90^0 geworden, so fragt es sich, was geschieht, wenn *alle drei* Winkel gleich werden ($\alpha = \beta = \gamma$). So lange a, b und c ungleich bleiben, also nicht miteinander vertauschbar sind, bliebe es immer noch bei der triklinen Symmetrie;

werden zwei von den Grundabschnitten gleich, käme man zu dem vorerwähnten Fall der monoklinen Symmetrie. Werden aber *alle drei* Achsenabschnitte gleich ($a = b = c$), dann fordert die gleichzeitige Winkelgleichheit das Auftreten einer *dreizähligen* Achse zwischen den drei Bezugsachsen. Man erhält das *Miller*sche Achsenkreuz für *rhomboedrische (trigonale)* Kristalle. Das Endflächenparallelepiped wird zum Rhomboeder, das seinerseits wieder als ein, längs einer D^3 verformter Würfel angesehen werden kann. In diesem Falle ist das einzige Grundelement der Polkantenwinkel α. Die drei Achsenabschnitte sind gleich, wodurch das Grundparameter*verhältnis* zahlenmäßig seinen Sinn verliert.

Bei dem monoklinen System ergab sich, daß gewisse Winkelwerte (90^0, 120^0) wesentlichen Einfluß auf die Symmetrie nehmen können. In dem vorliegenden Falle der Gleichheit aller Winkel ergibt der Sonderwert 120^0, oder 60^0 hinsichtlich der Gesamtsymmetrie *keine* Änderung, wohl aber, wenn der Winkel $\alpha = 90^0$ ist. Mit $a = b = c$ $\alpha = \beta = \gamma = 90^0$ gelangen wir zu dem höchstsymmetrischen, dem *kubischen* Bauplan. Es ist in unserer Ableitung auch das erste *rechtwinkelige* System, auf das wir stoßen.

Es ist leicht zu erkennen, daß es sich im kubischen System um einen Spezialfall des rhomboedrischen (trigonalen) Systemes handelt, denn der Würfel ist nichts anderes als ein Rhomboeder mit $\alpha = 90^0$, wodurch allerdings der Unterschied von Pol- und Randecken infolge der Gleichheit aller Würfelecken wegfällt. Im kubischen System liegt eben das gleichzeitige Auftreten von *vier* D^3 vor und diese *dreizähligen* Achsen sind in ihrer Vierzahl das Charakteristische für *jede* Unterklasse des kubischen Systemes.

Wenn zwar alle Winkel 90^0 sind, aber a, b, c verschieden bleiben, erhält man den Bauplan des rhombischen Systemes und sind bei Rechtwinkeligkeit *zwei* Grundabschnitte gleich ($a = b$), so ergibt sich das *tetragonale* System mit seiner einzelnen vierzähligen Deckachse 1. und 2. Art.

Geht man diese kurz skizzierte Ableitung der bei Kristallen *möglichen* „Baupläne" aufmerksam durch, so ergibt sich, daß dem hexagonalen Achsenkreuz sicher keine gewichtigere Bedeutung zukommt als dem rhomboedrischen. Bedenkt man weiterhin, daß sich der strukturelle Aufbau der Kristalle des trigonalen Systems fast ausschließlich in rhomboedrischen Formbeziehungen bewegt, vom Spaltrhomboeder des Kalkspates und Dolomites bis zu den kennzeichnenden Formen des *Turmalins* und des Quarzes, so erscheint die erzwungene Vereinigung mit *echt* hexagonalen Kristallen, wie Apatit oder Beryll, durchaus nicht innerlich notwendig und bedingt, wenn auch zugegeben werden muß, daß rein geometrisch, ohne

Rücksicht auf die Mehrzahl der physikalischen Erscheinungen, die Kristallformen rhomboedrischer Kristalle sich *auch* mit dem viergliedrigen, hexagonalen Achsenkreuz beschreiben lassen. Abgesehen von einer leichteren Aufteilung der zwölf fraglichen Kristallklassen ist doch die Übergangsstellung, die das trigonale (rhomboedrische) System zwischen dem echt hexagonalen und dem kubischen System einnimmt, physikalisch und strukturtechnisch wichtig genug, daß man es in dieser Lage erhalten und darum von dem hexagonalen System sondern sollte. Als einfaches Unterscheidungsmerkmal hätte zu gelten: *trigonal* sind alle Kristalle, die eine einzelne *drei*zählige Deck- oder Inversionsachse besitzen, *hexagonal* alle jene mit einer *sechs*zähligen Deck- oder Inversionsachse. Ob man dabei, analog anderen Wirtelsystemen, den Namen „trigonal" beibehalten soll, oder mit Rücksicht auf die Struktur besser von „rhomboedrisch" spricht, ist für die Sache selbst (Trennung beider Systeme) belanglos.

Wien, am 2. Mai 1949. *H. Tertsch.*

Über das seignetteelektrische Verhalten von RbH_2PO_4 und CsH_2PO_4.

Mit 3 Textabbildungen.

Die Untersuchungen von *B. Matthias, W. Merz* und *P. Scherrer* „über das seignetteelektrische Gitter vom KH_2PO_4-Typus und das Verhalten der NH_4-Rotationsumwandlung bei $(NH_4, Tl)H_2PO_4$-Mischkristallen" veranlassen mich, meine teils eigenen, teils mit Mitarbeitern gewonnenen Untersuchungsergebnisse über das seignetteelektrische Verhalten von RbH_2PO_4 und CsH_2PO_4 mitzuteilen.

Seignettesalz enthält vier Moleküle Kristallwasser. Man nahm an, daß die Kristallwassermoleküle Dipolträger sind. Daher war es interessant, daß auch Kristalle, die kein Kristallwasser besitzen seignetteelektrische Anomalien zeigten. *G. Busch* bestätigte dies durch Untersuchungen an KH_2AsO_4, $NH_4H_2PO_4$ und $NH_4H_2AsO_4$.

Es war nun naheliegend, das dielektrische und piezoelektrische Verhalten aller Phosphate vom XH_2PO_4-Typus zu prüfen. In der Kriegszeit war mir eine Publikation von Arbeiten dieses Gebietes untersagt, weshalb ich nachträglich berichten will, daß sich RbH_2PO_4 seignetteelektrisch erwies. Diese Eigenschaft wird solchen Substanzen zugeschrieben, die in einem bestimmten Temperaturintervall spontane Polarisation aufweisen.

Gleiche Untersuchungen wurden, wie mir erst nach Kriegsende bekannt wurde, am Physikalischen Institut der ETH. in Zürich an

RbH_2PO_4, und zwar hauptsächlich an Pulver durchgeführt, während von uns immer nur aus gesättigter Lösung gezüchtete Kristalle in Verwendung kamen.

In beiden Fällen wurden gleiche Resultate erhalten. Das tetragonale RbH_2PO_4 ist in der c-Richtung seignetteelektrisch. Von 144° K an macht sich, fast sprunghaft Hysteresis bemerkbar. Bei 130·7° K

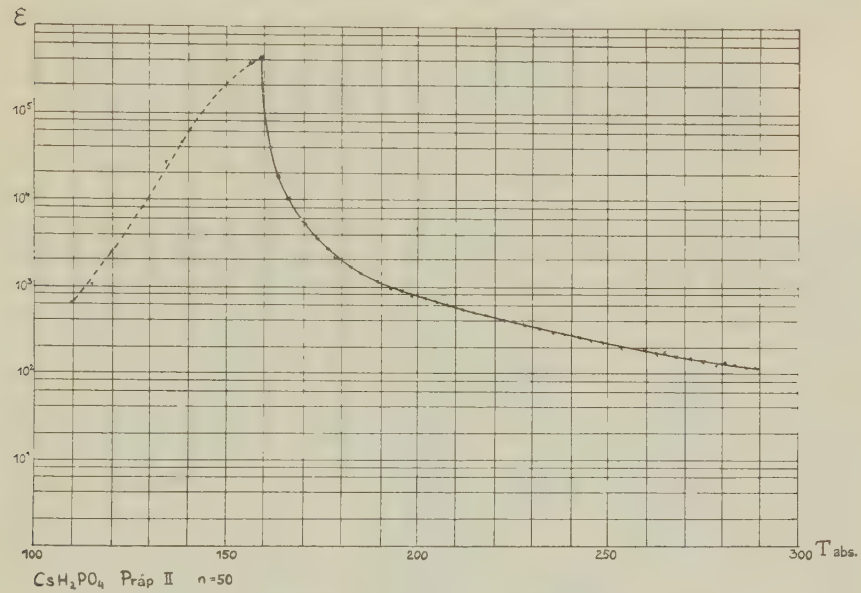


Abb. 1. Temperaturabhängigkeit der Dielektrizitätskonstante.

beginnt die Höhe der Kurven wieder abzunehmen, während die Breite der Kurven bis zur tiefsten gemessenen Temperatur noch ständig zunimmt. Die Hysteresiserscheinungen sind ein Beweis für das seignetteelektrische Verhalten von RbH_2PO_4.

Die Messung der Dielektrizitätskonstante wies die den seignetteelektrischen Substanzen eigene Anomalie auf, und zwar in Richtung der c-Achse. Der Curiepunkt liegt bei 144° K. *B. Matthias*, *W. Merz* und *P. Scherrer* geben an, daß provisorische Messungen an Pulver und Einkristall den Curiepunkt bei zirka 146° K ergaben. In der gleichen Veröffentlichung teilen sie mit, daß es ihnen nicht gelang, CsH_2PO_4, welches optisch zweiachsig kristallisiert, auf irgend eine Weise in tetragonaler Modifikation zu erhalten. Es scheint, daß der Ionenradius des Cs-Ions schon zu groß ist, so daß das tetragonale Gitter für das CsH_2PO_4 nicht mehr in Frage kommen kann. Es wurde ausdrücklich erwähnt, daß der Verlauf der Dielektrizitätskonstante beim Cs-Salz dementsprechend normal ist. Auch wurde die Vermutung ausgespro-

chen, daß alle Kristalle vom XH_2PO_4-Typus seignetteelektrische Eigenschaften aufweisen, sofern sie, wie das KH_2PO_4, tetragonal-hemiedrisch kristallisieren.

Nun folgen die von mir und meinen Mitarbeitern erhaltenen Resultate hinsichtlich der Prüfung des seignetteelektrischen Verhaltens von CsH_2PO_4.

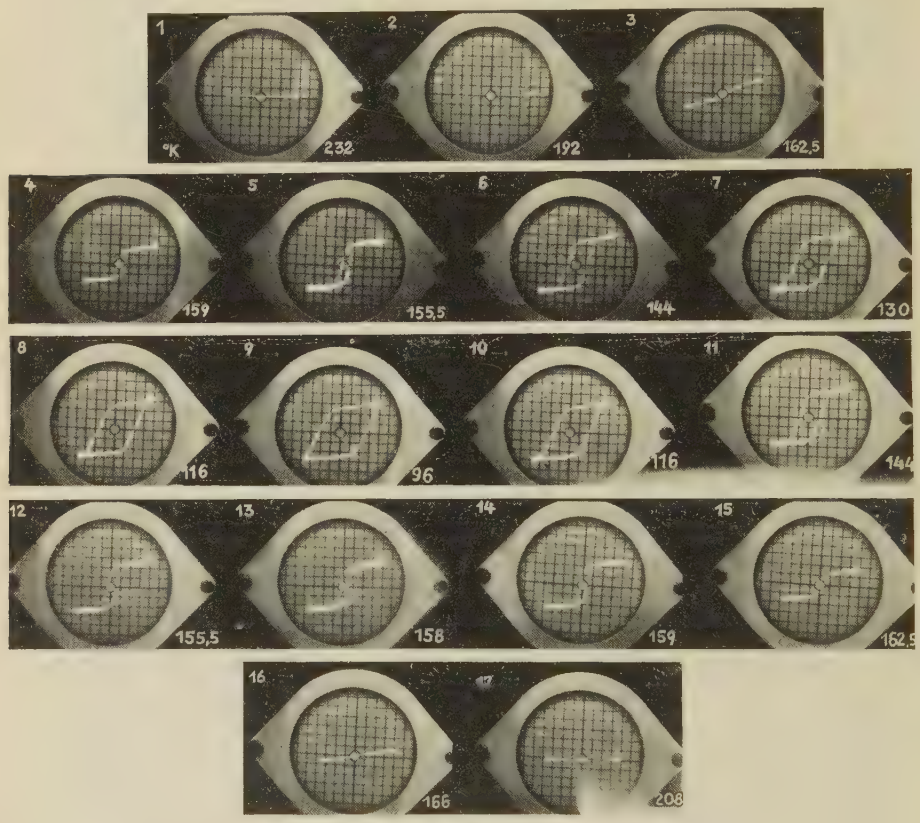


Abb. 2. Hysterese von CsH_2PO_4 bei verschiedenen Temperaturen.

1. Die Messung der Dielektrizitätskonstante in Abhängigkeit von der Temperatur zeigt die für Seignetteelektrika charakteristische Anomalie (Abb. 1). Die Werte sind zwar mit Rücksicht auf die vorhandene Hysterese nicht ganz verläßlich, doch sind sie auf alle Fälle sehr hoch.

2. Abb. 2 beweist das Auftreten von Hysteresis bei verschiedenen Temperaturen (absteigend und aufsteigend).

3. Aus diesen Abb. 1 und 2 erkennt man, daß bei ungefähr 159° K ein Curiepunkt liegt. Dies verweist jedoch auf das Vorhandensein einer spontanen elektrischen Polarisation.

Schließlich sei eine Abbildung (3) von CsH_2PO_4-Kristallen gegeben, die aus gesättigter Lösung gewonnen wurden.

Röntgenaufnahmen werden entscheiden, ob die für die ausgeführten Messungen verwendeten Kristalle tatsächlich Einkristalle waren. Präparate der oberen oder unteren Kristallhälfte zeigten ein seignette-

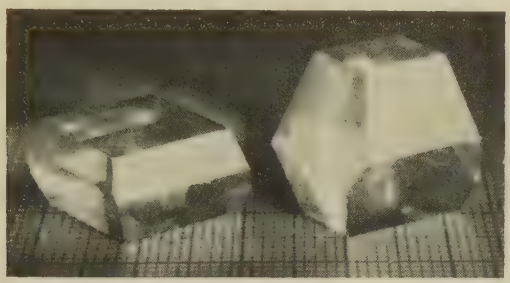


Abb. 3. CsH_2PO_4-Kristalle.

elektrisches Verhalten. Dagegen wurde bisher bei keinem Präparat, das teils der oberen teils der unteren Hälfte angehörte, eine Anomalie bezüglich der dielektrischen Eigenschaften gefunden.

Mittels der Methode von *Giebe* und *Scheibe* konnte kein Piezoeffekt festgestellt werden. Auf Grund einer Bemerkung von *P. Scherrer* soll jedoch mit einer exakteren Methode eine abermalige diesbezügliche Überprüfung erfolgen.

Eine ausführliche Mitteilung der hier angegebenen Untersuchungen wird in der Zeitschrift Acta Physica Austriaca erscheinen.

I. Physikalisches Institut der Universität Wien,
im Juni 1949. *F. Seidl*

Literatur: Neue Bücher.

Grundlagen der Stereochemie. Von *P. Niggli.* Mit 207 Textabb., 283 S. Basel: E. Birkhäuser. 1945. sfr. 28·50, geb. sfr. 32·50.

Dieses sehr gut ausgestattete Werk *P. Nigglis* bringt eine Darstellung der Grundlagen der Stereochemie, aber nicht im Sinne eines einführenden Lehrbuches, sondern unter Voraussetzung der Kenntnis der phänomenologischen Kristallographie und einer gewissen Bewandertheit in der Raumgittertheorie. Im ersten Kapitel werden die Symmetrieverhältnisse der Punktfigurationen behandelt; entsprechend dem umfassenden Begriff der Stereochemie aber nicht nur (wie es in der Kristallstrukturlehre üblich ist) an Raumgittern, sondern ebenso an „Punktfigurationen molekularen Charakters". Teil II bringt rein geometrisch die homogenen und heterogenen Bauverbände. Teil III beschäftigt sich mit der chemischen Bindung und bringt für sie eine neue Symbolik. Der abschließende vierte Teil behandelt Molekular-, Komplex- und Kristallchemie.

Das Buch wendet sich vor allem an den fortgeschrittenen Chemiker und Röntgenographen. Die ausführliche und nicht eben leicht lesbare Darstellungsart dürfte manchen vom Studium dieses Werkes abhalten. Vor allem dem mehr an geometrischen und formalen Fragen interessierten Leser wird es viele und wichtige Anregungen bringen.

J. Zemann, Wien.

Struktur und Gestalt. Eine leichtverständliche Einführung in die Kristallkunde. Von *H. Strunz.* Mit 38 Textabb. und 1 Tafel, 16 S. München: I. und S. Federmann. 1948.

Eine ganz knappe Darstellung des kristallinen Zustandes und der Grundlehren der Kristallographie; gut bebildert. Die Übersichtstabelle über die Kristallklassen zeigt die Gestalt der Achsenkreuze, der Elementarkörper, pro Klasse je eine charakteristische Form, wichtige physikalische Eigenschaften, führt Beispiele an und bringt für jedes Kristallsystem auch einige Strukturbilder. Für flüchtige Information und rasche Wiederholung gut geeignet.

F. Machatschki, Wien.

Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Von *B. Sander.* In zwei Teilen. Erster Teil: Allgemeine Gefügekunde und Arbeiten im Bereich Handstück bis Profil. Mit 66 Textabb., X, 215 S. Wien und Innsbruck: Springer-Verlag. 1948. S 90.—, geb. S 96.—; sfr. 39.—, geb. sfr. 42.—; $ 9·—, geb. $ 9·60; DM 30·—, geb. DM 32·—.

Die Gefügekunde von heute ist eine selbständige Wissenschaft mit ihren eigenen Problemen von rein wissenschaftlichem Interesse und zugleich durch die Anwendung auf verschiedene technische Arbeitsgebiete mit ihren speziellen Fragestellungen auch von praktischer Bedeutung. Für den Petrographen, Tektoniker und Techniker ist sie in vielen Belangen unentbehrliches Rüstzeug. Aber auch dem Biologen gibt sie Auskunft z. B. bezüglich des Gefüges von Knochen, Zähnen, Hölzern usw. mit weittragenden Folgerungen. Darüber hinaus führt die „symmetrologische Betrachtungsart" vielleicht auch zum Verständnis anderer Erscheinungsformen in unserer Umwelt und zeigt somit die überaus große Tragweite dieser Arbeitsrichtung auf.

Vor fast zwanzig Jahren hat nun Verfasser die Ergebnisse seiner gefügekundlichen Studien erstmalig in Buchform gebracht (siehe Referat, diese Mitt. 52, S. 79) und damit einen zusammenfassenden Überblick über die bis dahin zerstreuten Arbeiten über Gesteinsgefügeuntersuchungen und ihre Bedeutung gegeben, ohne jedoch ein Lehr- oder Handbuch sein zu wollen. Das große Interesse an dieser so bedeutsamen Arbeitsrichtung sowie die reichlichen, seitdem gesammelten Erfahrungen drängten zu einer neuerlichen und erweiterten Darstellung des Stoffes. Wie aus dem Vorwort schon hervorgeht, ist diese nicht als zweite Auflage des genannten Werkes zu betrachten, wenn auch selbstverständlich der geistige Inhalt mit verarbeitet ist. Es ist ein Versuch, den Geologen tiefer in die Arbeitsweise und die Problemstellung einzuführen und wendet sich zugleich durch die breitere Basis an weitere Interessentenkreise innerhalb der eingangs erwähnten Arbeitsrichtungen.

Es schien dem Autor praktisch, die Darstellung in zwei Teilen zu bringen, von denen sich der hier vorliegende erste mehr an den Feldgeologen wendet, um ihm aufzuzeigen, was ihm die Gefügekunde bietet, der zweite Teil wird die Korngefügekunde spezieller behandeln. Es wird der eine Teil den anderen ergänzen zu einer einmaligen großen Darstellung der an sich schwierigen Materie.

Der reiche Inhalt soll nur schlagwortartig skizziert werden. Im ersten Abschnitt macht uns der Verfasser mit den allgemeinen Begriffen vertraut, im zweiten, umfangreichsten Teil mit der „Handhabung der tektonischen Analyse typischer Gefüge im Bereiche Karte bis Handstück". Hier findet vor allem der Tektoniker das, was er zur Analyse seines Gebietes braucht. Der dritte Teil bringt „einige Beispiele für Gebrauch und Begrenzung gefügekundlicher Fragestellung", wo auch der nicht tiefer in die Gefügekunde eingedrungene Petrograph eine Fülle von Anregungen findet und ihn veranlassen, sich mehr als bisher mit der Tektonik der Intrusiva und Extrusiva zu beschäftigen.

Es liegt ein meisterhaftes Werk vor, zu dem kein zweiter so berufen ist als der Verfasser. Jahrzehntelange Erfahrung ist hier niedergelegt und so ist das Werk ein Standardwerk ersten Ranges geworden. Man kann nur mit Freude das baldige Erscheinen des zweiten Teiles erwarten.

Dem Springer-Verlag Wien gebührt wie stets volle Anerkennung für die vorzügliche Ausstattung. Leider macht der heute so hohe Bücherpreis es manchem, der sich gerne in dieses Wissensgebiet einarbeiten möchte, unmöglich, sich das Buch zu kaufen.

A. Köhler, Wien.

Stereograms for the Determination of Plagioclase Feldspars in Random Sections. Von *W. Nieuwenkamp.* New York-Utrecht-Brüssel: Spectrum Publishers.

Die Methoden zur Ermittlung des Anorthitgehaltes der Plagioklase werden vom Verfasser um eine einfache und elegante Art der Bestimmung vermehrt. Bekanntlich bedarf es im allgemeinen orientierter Schnitte oder eines Fedorowtisches. Falls beide Bedingungen nicht gegeben sind, kann trotzdem der An-Gehalt gefunden werden, wenn man die Auslöschungswinkel in einem Zwilling sowie die Doppelbrechung bestimmt. Letztere kann vermieden werden, indem man die Stellung gleicher Helligkeit beider Zwillingsteile aufsucht und in einem speziellen Nomogramm die nötige Zahl sucht. Mit diesen Werten kann der An-Gehalt in neu konstruierten Kurven gefunden werden, ohne auf weitere Berechnungen eingehen zu müssen.

In sehr klarer Form wird der Leser an Hand von Beispielen in das Wesen der Methode, die Art der Messung und in die Auswertung der Diagramme eingeführt. Diese stellen die optischen Erscheinungen der Standardplagioklase in stereographischer Zylinderprojektion dar, da diese geeigneter erscheint.

Die Genauigkeit ist nur unwesentlich geringer als bei anderen Methoden. Hoch- und Tieftemperaturoptik kann nicht unterschieden werden. Der Vorteil besteht in der raschen und genügend genauen Erfassung des Anorthitwertes für den Petrographen und Geologen im nicht orientierten Schnitt.

A. Köhler, Wien.

Some Aspects of the Luminescence of Solids. Von *F. A. Kröger.* Mit 74 Textabb., XI, 310 S. New York-Amsterdam-London-Brüssel: Elsevier Publishing Company, Inc. 1948. hfl. 14·60.

Diese ausgezeichnete Monographie, welche auf den experimentellen Forschungen bei künstlichen Luminophoren im Laboratorium der bekannten Philips-Glühlampenfabriken in Eindhoven aufgebaut ist, füllt eine Lücke auf dem Gebiet des physikalisch-chemischen Schrifttums aus und muß wärmstens begrüßt werden. Es werden nicht nur die bereits vorhandenen Publikationen auf diesem Gebiet in einer sehr instruktiven Darstellung unter weitgehender Berücksichtigung des ausländischen Schrifttums zusammengefaßt, sondern auch unveröffentlichte experimentelle Ergebnisse zusammen mit theoretischen Überlegungen veröffentlicht, die bisher unbekannt waren und eine wesentliche Erweiterung unserer Kenntnisse auf dem Gebiete der Lumineszenz (hauptsächlich bei Anregung mit ultraviolettem Licht) bedeuten.

Im ersten Kapitel werden die verschiedenen Typen der Lumineszenzeffekte beschrieben und die Energiezustände in reinen und gestörten bzw. durch Beimengungen aktivierten Kristallen erörtert, wobei die Adsorption und Emission, ferner die Erregung und Sensibilisierung der Lumineszenz gesondert behandelt werden.

Im Hauptteil des Buches werden die wichtigsten Lumineszenzstoffsysteme — wie folgt — eingehend dargestellt.

Mangan als Aktivator in Magnesiumorthotitanat, im Aluminiumoxyd, in Spinellen unter besonderer Berücksichtigung der verschiedenen Valenz von Mangan. Wolframate und Molydate als Reinstoffleuchter und mit Samarum aktiviert. Uran und Titan als Aktivatoren in verschiedenem Grundmaterial.

Im letzten Kapitel wird der Einfluß der Temperatur auf die spektrale Verteilung der Lumineszenz bei verschiedenen Systemen (Zinksulfide, Zinksilikat-Mangansilikat) sowohl experimentell als auch theoretisch untersucht und besonders auch die Variation der Lumineszenzhelligkeit sowie die Auslöschung der Lumineszenz bei verschiedener Temperatur und verschiedener Aktivator-Konzentration diskutiert. In einem Anhang werden die besonderen Apparate und die experimentellen Methoden besprochen.

Besonders dankenswert ist eine umfassende Zusammenstellung der einzelnen aktivierenden Elemente mit Angabe der Lumineszenzfarbe in verschiedenen Grundmaterialien (mit dem betreffenden Literaturzitat) in Form von Tabellen. Bei einer Neuauflage könnte vielleicht die Anregung mit Kathodenstrahlen stärkere Berücksichtigung finden und die Lumineszenz der natürlichen Minerale in Analogie mit den untersuchten synthetischen Verbindungen diskutiert werden. Das vorliegende Buch kann in Fachkreisen wärmstens empfohlen werden, es stellt ein Standardwerk auf dem Gebiet der Lumineszenzforschung dar.

H. Haberlandt, Wien.

Diamanten. Ein Buch von kostbaren Steinen. Von *F. Hermann.* Mit 1 Tafel, 140 S. Wien: Donau-Verlag. 1948. S 20·40, $ 2·04.

Das in sehr ansprechender Form sich präsentierende Büchlein bringt in erster Linie (gesicherte und weniger verläßliche, aber als solche gekennzeichnete) Daten über das Schicksal berühmter Diamantensammlungen und berühmter Einzeldiamanten. Daneben fehlen aber keineswegs Angaben über Entstehung und Art des Auftretens

des Diamanten in der Natur und über die wichtigsten Lagerstätten, ihre wirtschaftliche Entwicklung und Bedeutung. Das Literaturverzeichnis umfaßt an die 60 Nummern. Das Buch in seiner flüssigen Darstellungsart ist sicherlich geeignet, das Interesse der Allgemeinheit an schönen Edelsteinen zu wecken und zu verstärken.

F. Machatschki, Wien.

Minerals of California. Von *J. Murdoch* und *R. W. Webb.* Mit 4 Farbtafeln, 402 S. San Francisco: 1948.

Gegenüber der letzten Bearbeitung durch *A. Pabst* im Jahre 1938 hat sich die Liste der in Kalifornien gefundenen Mineralien wiederum um fast 20% erweitert. Für die vollständige Umarbeitung wurde eine wesentlich gedrängtere Druckform gewählt; die knappe Kennzeichnung der Mineralien nach leicht feststellbaren Merkmalen und die Art der Fundortaufzählung wurde gegenüber früheren Ausgaben beibehalten; es wurden aber nur mehr sehr spärlich Analysendaten aufgenommen, nämlich nur von solchen Mineralien, die bisher überhaupt nur aus Kalifornien bekannt sind oder die hier erstmalig aufgefunden wurden; außerdem wurde die Anordnung nach chemischen Gesichtspunkten völlig aufgegeben und durch eine alphabetische ersetzt; den Nachteilen derselben wird durch entsprechende Hinweise und durch eine vorausgeschickte Tabellierung der kalifornischen Mineralien nach dem vom neuen „Dana" eingehaltenen System entgegengetreten.

Wesentlich erweitert wurde die Einleitung; nach einer knappen Kennzeichnung der Hauptentstehungstypen der Mineralien und Gesteine enthält sie interessante historische und geologische Skizzen von einigen besonders berühmten kalifornischen Mineralvorkommen. Nicht ganz konsequent wird die Formelschreibung gehandhabt; kristallchemische Schreibformen treten gegenüber älteren stark in den Hintergrund, eigenartig mutet die für den Montmorillonit gebrauchte Formel an.

Von größter Vollkommenheit ist das Literaturverzeichnis (80 S.)

F. Machatschki, Wien.

The Alkaline District of Alnö Island. Von *H. v. Eckermann.* Mit 51 Textabb., 56 Tafeln und 4 Karten, 176 S. Stockholm: 1948.

Mit dieser Monographie hat der Verfasser die petrographische Forschung mit einem Werk beschenkt, dem in der einschlägigen Literatur nur wenig Vergleichbares an die Seite zu stellen ist. Nicht weniger als 122 neue Analysen (neben dem Autor besonders angeführt von *R. Blix, N. Sahlbom, G. K. Almström* und *Th. Berggren)* und ihre vergleichende Auswertung entwerfen ein gründliches Bild über die Vorgänge bei der Entstehung dieser hochinteressanten Gesteinsprovinz und verbinden sich vorbildlich mit den eingehenden Geländeuntersuchungen. Auch die übersichtlichen Diagramme, die Geländephotos und besonders die hervorragend gelungenen Dünnschliffmikrophotographien werden allgemeine Bewunderung erregen.

F. Machatschki, Wien.

Entwicklungslehre des Bodens. Von *W. L. Kubiëna.* Mit 5 Textfig. und 36 großenteils mehrfarbigen Abb. auf 9 Tafeln, XI, 215 S. Wien: Springer-Verlag. 1948. S 66·—. geb. S 72.—; sfr. 28·70, geb. sfr. 31·50; $ 6·60, geb. $ 7·20; DM 22·—, geb. DM 24·—.

Die universale Betrachtung der Bodenbildung unter starker Heranziehung der biologisch orientierten Bodenforschung führt den Verfasser dazu, die übliche Bezeichnung *Bodenbildung* durch den Begriff der *Bodenentwicklung* zu ersetzen, um dadurch die Notwendigkeit einer dynamischen Betrachtung gegenüber der sonst in der

Bodenkunde vorherrschenden statischen, scharf herauszustellen (der Mineraloge und Petrograph war allerdings längst schon mit einer derartigen, aber vielleicht einseitigen dynamischen Betrachtungsweise wohl vertraut). Aus diesem Leitgedanken heraus entwirft der Verfasser im zweiten Teil das Wesen und die allgemeinen Gesetze der Bodenentwicklung (innere und äußere Entwicklungsfaktoren, Entwicklung der Bodenmerkmale, Alterung und Verjüngung der Böden, zyklische Verläufe in der Entwicklung) und im dritten Teil, weitgehend auf Grund eigener Studien, eine spezielle Bodenentwicklungslehre (Marschböden, Salzböden, Landböden usw.); hier sind auch einige Kapitel den Untersuchungen *H. Pallmanns* über die Entwicklung alpiner Böden auf sauren Silikatgesteinen im Oberengadin gewidmet. Der vierte Teil behandelt die Bedeutung der Entwicklungslehre für den Aufbau eines natürlichen Systems der Böden, ein solches wird entworfen.

Sehr zweckmäßig ist der Anhang mit der Erklärung einer Reihe von Fachausdrücken; im Literaturverzeichnis ist die einschlägige mineralogisch-petrographische Literatur etwas stiefmütterlich behandelt.

Die Darstellung ist präzis, straff und übersichtlich gegliedert. Allein schon durch die Heranziehung der Ergebnisse aller in Frage kommenden Forschungsrichtungen bietet das Werk eine vielseitig abgeglichene Darstellung und ist in mancher Beziehung für die zukünftige Bodenforschung, die der Verfasser schon durch so zahlreiche Beiträge weitgehend gefördert hat, Richtung weisend.

F. Machatschki, Wien.

Géographie du Fond des Mers. Von *J. Bourcart.* Mit 107 Textabb., 307 S. Paris: Payot. 1949.

Endlich liegt eine zusammenfassende Darstellung unserer gegenwärtigen Kenntnisse über den Bau und das Bodenrelief der Meere und Ozeane vor. In klarer und prägnanter Sprache und Form bringt der Verfasser, ein bekannter französischer Geologe und Ozeanograph, Mitglied des Lehrkörpers der Sorbonne, alles Wissenswerte über die untermeerischen Bodenreliefe. Eine besondere Berücksichtigung erfahren unter anderem das Problem der Geosynklinalen und vor allem die Entstehungsgeschichte einzelner Meere und Ozeane. Obwohl das Buch sich in erster Linie mit den Problemen der allgemeinen Geologie bzw. Morphologie befaßt, wird auch dem Chemismus der marinen Bildungen und untermeerischen Magmenergüsse eine große Aufmerksamkeit geschenkt.

F. Hermann, Wien.

Nachrichten.

Am 16. März 1948 verschied in Paris im Alter von 85 Jahren Prof. Dr. *Alfred Lacroix.* — Am 19. Februar 1950 feiert Hofrat Prof. Dr. *Hermann Tertsch,* am 20. Februar 1950 Prof. Dr. *Josef Stiny* seinen 70. Geburtstag.

Herausgeber, Eigentümer und Verleger: Springer-Verlag, Wien, I., Mölkerbastei 5. — Für den Inhalt verantwortlich: Prof. Dr. Felix Machatschki, Mineralogisches Institut der Universität, Wien, I., Universität. — Druck: Friedrich Jasper, Wien, III., Tongasse 12.

DATE DUE

OVERDUE APR 1 2 1985

GAYLORD

PRINTED IN U.S.A.